

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

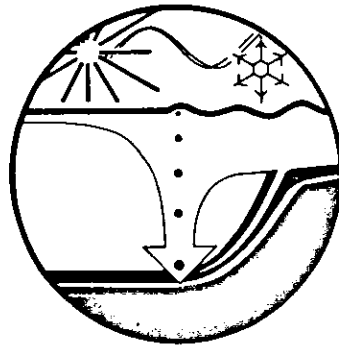
Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

BERICHTE

aus dem

SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

"SEDIMENTATION IM EUROPÄISCHEN NORDMEER"



29. Juni 1989



Nr. 16

**Bestimmung der Kompressions- und
Scherwellengeschwindigkeit mariner Sedimente
an Kastenlotkernen:**

**Entwicklung einer Meßapparatur und Vergleich mit
sedimentologischen Parametern**

PHILIPP, J.

Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel	Nr. 16	S. 1-95	15.5.1989
--	--------	---------	-----------



Nr. 16

Bestimmung der Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit
mariner Sedimente an Kastenlotkernen:
Entwicklung einer Meßapparatur und Vergleich mit sedimentologischen Parametern

J. PHILIPP

Inhaltsverzeichnis

	Verzeichnis der Abbildungen	1
1.	Zusammenfassung	4
2.	Einleitung	7
3.	Theoretische Grundlagen	10
3.1.	Elastische Wellen im porösen Medium	10
3.2.	Elastische Wellen in Flüssigkeiten und Suspensionen	14
3.3.	Einfluß von Temperatur und Salzgehalt auf die Wellengeschwindigkeit	15
4.	Übersicht über bestehende Meßverfahren und Ergebnisse	17
4.1.	P - Wellen	17
4.2.	S - Wellen	18
4.3.	Ergebnisse anderer Autoren	20
5.	Konzeption der Meßanlage	23
5.1.	P-Wellen	23
5.2.	S-Wellen	25
5.3.	Die Empfänger	29
6.	Bestimmung der Geschwindigkeit	33
6.1.	Laufzeitkurven	33
6.2.	Geschwindigkeitsbestimmung durch Kreuzkorrelation	35

Verzeichnis der Abbildungen

- 5.1: Prinzip der P-Wellendurchschallung von Sedimentkernen.
- 5.2: Konstruktion des Scherwellensenders
- 5.3: Abstrahlcharakteristik eines horizontal ausgelenkten Flächenelementes.
- 5.4: Meßanordnung bei Scherwellenmessungen.
- 5.5: Aufbau der Empfänger.
- 5.6: Funktionsweise des Biegeelementes.

- 6.1: Die Steigung der Laufzeitkurve \mathcal{L} und die Größen Δz und Δt am Beispiel eines Signalpaares.
- 6.2: Scherwellenprofil OS6-1 des Kernes 14957-3.

- 7.1: Seegebiet Norwegisch-Grönländische-See mit Lokation der Kastenlotentnahmen
- 7.2a: P-Wellengeschwindigkeit, prozentualer Sandgehalt, Scherfestigkeit und Dichte des Kernes 23055-3 (N I)
- 7.2b: P-Wellengeschwindigkeit, prozentualer Sandgehalt, Scherfestigkeit und Dichte der Kerne 23059-3 (N III) und 23062-1 (N IV).
- 7.2c: P-Wellengeschwindigkeit, prozentualer Sandgehalt, Scherfestigkeit und Dichte des Kernes 23065-5 (N V).
- 7.2d: P-Wellengeschwindigkeit, prozentualer Sandgehalt, Scherfestigkeit und Dichte der Kerne 23068-3 (N VI) und 23071-3 (N VII).
- 7.3: Seegebiet Westliche Ostsee und Kattegat mit Lokation der Kastenlotentnahmen.

7.	Darstellung der Meßergebnisse	38
7.1.	Seegebiet Norwegisch-Grönländische-See	38
7.2.	Seegebiet Westliche Ostsee	47
7.3.	Seegebiet Kattegat	51
7.3.1.	P-Wellen	53
7.3.2.	S-Wellen	57
8.	Korrelation mit sedimentologischen Parametern	66
8.1.	Seegebiet Norwegisch-Grönländische-See	66
8.2.	Seegebiet Kattegat	70
9.	Einfluß der Kompaktion auf die elastischen Parameter	77
10.	Diskussion und Ausblick	85
11.	Literaturverzeichnis	89
12.	Danksagung	95

Verzeichnis der Abbildungen

- 5.1: Prinzip der P-Wellendurchschallung von Sedimentkernen.
- 5.2: Konstruktion des Scherwellensenders
- 5.3: Abstrahlcharakteristik eines horizontal ausgelenkten Flächenelementes.
- 5.4: Meßanordnung bei Scherwellenmessungen.
- 5.5: Aufbau der Empfänger.
- 5.6: Funktionsweise des Biegeelementes.

- 6.1: Die Steigung der Laufzeitkurve ω und die Größen Δz und Δt am Beispiel eines Signalpaares.
- 6.2: Scherwellenprofil OS6-1 des Kernes 14957-3.

- 7.1: Seegebiet Norwegisch-Grönländische-See mit Lokation der Kastenlotentnahmen
- 7.2a: P-Wellengeschwindigkeit, prozentualer Sandgehalt, Scherfestigkeit und Dichte des Kernes 23055-3 (N I)
- 7.2b: P-Wellengeschwindigkeit, prozentualer Sandgehalt, Scherfestigkeit und Dichte der Kerne 23059-3 (N III) und 23062-1 (N IV).
- 7.2c: P-Wellengeschwindigkeit, prozentualer Sandgehalt, Scherfestigkeit und Dichte des Kernes 23065-5 (N V).
- 7.2d: P-Wellengeschwindigkeit, prozentualer Sandgehalt, Scherfestigkeit und Dichte der Kerne 23068-3 (N VI) und 23071-3 (N VII).
- 7.3: Seegebiet Westliche Ostsee und Kattegat mit Lokation der Kastenlotentnahmen.

- 7.4a,b: Geschwindigkeitsprofile der Kerne
14951-1 (O I) und 14952-1 (O II).
- 7.5a: P-Wellengeschwindigkeit, P-Wellenimpedanz, Lamé-Konstante λ , Dichte und Porosität des Kernes 14953-1
- 7.5b: P-Wellengeschwindigkeit, P-Wellenimpedanz, Lamé-Konstante λ , Dichte und Porosität des Kernes 14954-1
- 7.5c: P-Wellengeschwindigkeit, P-Wellenimpedanz, Lamé-Konstante λ , Dichte und Porosität des Kernes 14957-2
- 7.6a: Seismogrammontage der Scherwellenregistrierungen am Kern 14956-2
- 7.6b: Seismogrammontage der Scherwellenregistrierungen am Kern 14957-3
- 7.6c: Seismogrammontage der Scherwellenregistrierungen am Kern 14957-3
- 7.6d: Seismogrammontage der Scherwellenregistrierungen am Kern 14958-2
- 7.6e: Seismogrammontage der Scherwellenregistrierungen am Kern 14958-2
- 7.7a: Scherwellengeschwindigkeit, Scherfestigkeit, Scherwellenimpedanz und Schermodul des Kernes 14957-3
- 7.7b: Scherwellengeschwindigkeit, Scherfestigkeit, Scherwellenimpedanz und Schermodul des Kernes 14958-2

- 8.1: P-Wellengeschwindigkeit gegen Sandgehalt der Kerne aus der Norwegisch-Grönländischen See mit Regressionsgeraden.
- 8.2: P-Wellengeschwindigkeit gegen Porosität im Vergleich mit berechneten Werten nach Nafe und Drake (1957).

- 8.3: Verhältnis P-Wellengeschwindigkeit des Sediments zur P-Wellengeschwindigkeit des Porenwassers über die Porosität.
- 8.4: P-Wellengeschwindigkeit und Dichte der Kattegatkerne als Funktion der Teufe mit Regressionsgeraden.
- 8.5: S-Wellengeschwindigkeit und Scherfestigkeit der Kattegatkerne als Funktion der Teufe mit Regressionsgeraden.
- 8.6: Scherwellengeschwindigkeit, Scherwellenimpedanz und Schermodul gegen Scherfestigkeit der Kerne 14956-2, 14957-3, 14958-2 mit Regressionsgeraden.

- 9.1 Kartenhausstruktur eines tonigen marinen Sedimentes.
- 9.2 Scherwellengeschwindigkeit und Scherfestigkeit des Kernes 14957-3 aus dem Kattegat.
- 9.3 Scherfestigkeit und Scherwellengeschwindigkeit des Kernes 23347-2 aus der Grönländischen See.
- 9.4 Scherwellengeschwindigkeit gegen Scherfestigkeit vom DSDP-Leg 86.

1. Zusammenfassung

Für die Bestimmung der Kompressions- (P-) und Scher- (S-) wellengeschwindigkeit mariner Sedimente ist eine Meßanlage entwickelt worden, die direkt am frischen Sedimentkern an Bord von Forschungsschiffen eingesetzt wird. Ziel dieser Messungen ist es, mit Hilfe der Dichte die elastischen Moduln des Sediments zu bestimmen und damit einen Beitrag zur feinstratigraphischen Einordnung verschiedener Horizonte zu leisten. Insbesondere soll die Korrelation der sedimentologischen und sedimentphysikalischen Eigenschaften mit den seismischen Wellengeschwindigkeiten untersucht werden.

Von besonderem Interesse sind hierbei der dynamische Schermodul und die Zusammenhänge zwischen Scherwellengeschwindigkeit und Scherfestigkeit. Gerade diese Größen reagieren besonders sensibel auf Änderungen in der Sedimentstruktur und -zusammensetzung. Da durch den Bohr- bzw. Kernziehvorgang von dünnen Proben (Schwerelot, hydraulic piston corer) oft die Struktur des Sediments beschädigt wird und dadurch die Messung der Wellengeschwindigkeiten beeinträchtigt werden kann, wurde die Meßanlage speziell für Messungen an Kastenlotkernen konzipiert. Die verwendeten Kastenlote haben einen quadratischen Querschnitt mit 30 cm Seitenlänge und ermöglichen die Bergung eines nahezu ungestörten Sedimentkernes. Die Bearbeitung der gewonnenen Kastenlotkerne erfolgt in der Regel direkt an Bord des jeweiligen Forschungsschiffes. Diese Arbeiten am Kern werden durch die Messungen der Wellengeschwindigkeiten nicht wesentlich behindert, weil durch den Meßvorgang keine nennenswerten Beschädigungen am Sedimentkern verursacht werden.

Die für die Messung der P-Wellengeschwindigkeit erzeugten P-Wellen durchlaufen den gesamten Kasten-

lotkern längs der Kernachse. Bei der Messung mit Scherwellen werden kurze Profile, ebenfalls längs der Kernachse, von 0.5-1 Meter Länge gemessen. Zur Abdeckung der gesamten Kernlänge überlappen sich die einzelnen Profile entsprechend. Der Abgriff der P- und S-Wellen erfolgt an der Oberfläche des Kernes in Abständen von 5 cm.

Die Signale werden digital mit einem Transientenrekorder aufgezeichnet und von einem Computer abgespeichert. Die Daten werden erst im Anschluß an die Messung ausgewertet, um eine hohe Meßgeschwindigkeit am Kern zu gewährleisten. Durch die Speicherung der Daten auf kompatible Datenträger kann die Auswertung auf jedem zur Verfügung stehenden Computer durchgeführt werden. Zur Anwendung kommen digitale Glättungs-, Filter- und Korrelationsprogramme.

Die entwickelte Meßanlage ist auf mehreren Expeditionen mit den Forschungsschiffen 'Meteor' und 'Poseidon' eingesetzt worden. Aus der Norwegisch-Grönländischen See, der Westlichen Ostsee und dem Kattegat liegen Geschwindigkeitsprofile von einer Vielzahl von Kastenlotkernen vor. Neben den Wellengeschwindigkeiten wurden außerdem die Scherfestigkeit, die Dichte bzw. Porosität und die Korngrößenverteilung bestimmt.

Die Höhe der P-Wellengeschwindigkeit variiert bei den Kernen aus der Norwegisch-Grönländischen See im allgemeinen zwischen 1400-1800 m/s. Die Kerne aus der Westlichen Ostsee und dem Kattegat zeichnen sich dagegen durch einen relativ ruhigen Verlauf der P-Wellengeschwindigkeit aus. Die P-Wellengeschwindigkeit des Sedimentes nimmt hier annähernd den Wert der P-Wellengeschwindigkeit des Porenwassers (1480 m/s) an. Die Scherwellengeschwindigkeit von drei Kernen aus dem Kattegat liegt meist zwischen 20 und 40 m/s, wobei ein stetiges Ansteigen mit der Tiefe festzustellen ist. Eine deutliche Korrelation der Scher-

wellengeschwindigkeit mit der Scherfestigkeit ist zu beobachten. Die Scherwellengeschwindigkeit und die Scherfestigkeit eines Kernes aus der Grönländischen See zeigen ähnliche Zusammenhänge wie bei den Kernen aus dem Kattegat.

2. Einleitung

Die Kenntnis der physikalischen Eigenschaften mariner Sedimente ist für die Lösung verschiedenartigster wissenschaftlicher und technischer Fragestellungen von besonderer Bedeutung. Für seismische Untersuchungen, die besonders im marinen Bereich als wichtigste geophysikalische Erkundungsmethoden gelten, sind die Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Kompressions- und Scherwellen und die Dichte (spez. Gewicht) des untersuchten Mediums die entscheidenden physikalischen Parameter. Zur Bestimmung dieser und anderer Größen sind deshalb in der Vergangenheit zahlreiche Bohrlochmeßverfahren entwickelt worden (Snyder and Fleming, 1985; Johnson, 1962), ohne die eine anspruchsvolle Interpretation seismischer Daten heute kaum noch vorstellbar ist. Besondere Bedeutung erlangen dabei die Beziehungen zwischen den gemessenen Geschwindigkeitswerten und lithologischen Parametern. Aus zahlreichen Laborexperimenten mit künstlichen und echten Sedimenten sind bereits einige bedeutende Erkenntnisse hervorgegangen. Der Einfluß der Porosität auf die Kompressionswellengeschwindigkeit wird von einer Vielzahl von Autoren beschrieben. Hamilton (1971a,b) stellt ein umfangreiches Gleichungssystem vor, mit dessen Hilfe aus wenigen bekannten Sedimentparametern alle fehlenden Parameter berechnet werden können. Mit Hilfe dieser Gleichungen und des Archie-Gesetzes (vgl.: Sheriff, 1984, P.11) ist es zum Beispiel möglich, aus der gemessenen Leitfähigkeit des Sediments über die Porosität die Dichte und die P-Wellengeschwindigkeit abzuschätzen (Nobes et al., 1986).

In dieser Arbeit werden Ergebnisse von Untersuchungen an Sedimentkernen vorgestellt, deren maximale Ein-

dringung 10 Meter nicht übersteigt. Analog zu tiefer erkundenden Methoden sind hier die seismischen Geschwindigkeiten von großer Bedeutung für die genauere Interpretation von flachseismischen Untersuchungen und zur Unterstützung der Feinstratigraphie. Von besonderem Interesse ist die Identifikation von Reflexionshorizonten, wodurch eine flächenhafte Kartierung sedimentologischer Ereignisse mit hochauflösenden seismischen Methoden ermöglicht werden kann. Da die physikalischen Eigenschaften des untersuchten Sediments zum Teil erheblich von denen der 'Modellsedimente' abweicht, sind die bisher bekannten Beziehungen zwischen den Sedimentparametern und den seismischen Geschwindigkeiten nicht ohne weiteres anwendbar.

In den letzten Jahren ist das Interesse am Einsatz von Scherwellen für seismische Feldmessungen stark gestiegen. Ist die Scherwellengeschwindigkeit deutlich niedriger als die der Kompressionswellen, so ergeben sich für die Scherwellen wesentlich kürzere Wellenlängen und somit eine höhere Auflösung der Struktur. Dieser Vorteil bleibt meist auch bestehen, wenn die Frequenz der Scherwellen, bedingt durch die Art der Anregung, niedriger als die P-Wellenfrequenz ist (Stümpel et al., 1984). In flachen marinen Sedimenten ist die Scherwellengeschwindigkeit prinzipiell niedriger als die P-Wellengeschwindigkeit (Meissner et al., 1985), weshalb gerade in diesem Einsatzbereich eine höhere Auflösung mit Scherwellen erreicht wird. Außerdem besitzen Scherwellen den Vorteil, daß sie sich im Gegensatz zu P-Wellen auch im gashaltigen Sediment ungestört ausbreiten. Erst durch diese Eigenschaft wird es möglich, Seegebiete mit gashaltigem Sediment (Beckeneffekt) seismisch zu untersuchen. Am Institut für Geophysik der Universität Kiel wurde bereits eine Meßanlage zur Vermessung von Scherwel-

lenprofilen im flachen marinen Bereich entwickelt (Gehrmann, 1985; Gimpel, 1987; Steentoft, 1988). Auch an Land, z.B. in Torfen, existieren Gebiete, in denen nicht mit P-Wellen gearbeitet werden kann und wo erst durch den Einsatz von Scherwellen seismische Untersuchungen möglich werden (Meyer, 1985). Die Kenntnis der elastischen Eigenschaften, besonders der Scherwellengeschwindigkeit, stellt eine erhebliche Verbesserung der Interpretationsmöglichkeiten seismischer Scherwellenuntersuchungen dar. Im marinen Bereich zeigt sich, daß die elastischen Eigenschaften der obersten Sedimentschichten außerdem einen großen Einfluß auf die Ankopplung der Geophone ausübt (Steentoft, 1988).

Ein weiteres Einsatzgebiet von Scherwellenmessungen ist die Untersuchung der (Scher-) Festigkeit von Baugrund. Besonders der dynamische Schermodul ist für diese Aufgabenstellung von großer Bedeutung, weil gerade dynamische Belastungen (z. B. seismische Ereignisse) eine große Gefahr für Bauwerke darstellen (Lüdeling, 1976). Im marinen Bereich wird der Baugrund (z. B. von Ölplattformen) meist von marinen Sedimenten gebildet, weshalb auch hier Festigkeitsuntersuchungen von großer Bedeutung sind.

Über den genauen Verlauf des dynamischen Schermoduls bzw. der Scherwellengeschwindigkeit liegen nur wenige, zum Teil widersprüchliche Angaben vor (z. B. Schultheiss, 1985; Matthews, 1982; Hamilton, 1970, 1971b, 1976). Auch die Zusammenhänge zwischen Scherwellengeschwindigkeit, Scherfestigkeit und Kompaktion sind noch weitgehend ungeklärt. Die Untersuchung dieser Problematik bildet neben der Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit eine zentrale Fragestellung der vorgestellten Arbeit.

3. Theoretische Grundlagen

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen im homogenen, isotropen Medium ist gegeben durch (Telford et al, 1976):

$$v_p = \sqrt{(\lambda + 2\mu) / \rho} \quad 3.1$$

$$v_s = \sqrt{(\mu / \rho)} \quad 3.2$$

mit: v_p = Kompressionswellengeschwindigkeit

v_s = Scherwellengeschwindigkeit

λ = Lamé - Konstante

μ = dynamischer Schermodul

ρ = spezifisches Gewicht (Dichte)

Weitere oft verwendete Größen sind der Elastizitätsmodul E , der Kompressionsmodul k , die Kompressibilität β und die Poissonzahl σ . Alle diese Konstanten lassen sich aus der Lamé - Konstanten und dem Schermodul ableiten.

$$E = \mu (3\lambda + 2\mu) / (\lambda + \mu) \quad 3.3$$

$$k = 1 / 3 (3\lambda + 2\mu) \quad 3.4$$

$$\beta = 1 / k \quad 3.5$$

$$\sigma = \lambda / 2 (\lambda + \mu) \quad 3.6$$

3.1. Elastische Wellen im porösen Medium

Das poröse Medium setzt sich aus Festmaterial und der Porenfüllung zusammen. Gemeinsam mit dem Porenraum (ohne Füllung) bildet das Festmaterial das Gerüst

bzw. die Matrix des Systems. Die Ausbreitung elastischer Wellen wird durch die elastischen Eigenschaften der Matrix und der Systemkomponenten Festmaterial und Porenfüllung bestimmt.

Handelt es sich bei der Porenfüllung um eine gasfreie Flüssigkeit, so kann das poröse Medium bezüglich der Ausbreitung elastischer Wellen als geschlossenes System betrachtet werden. Im idealisierten geschlossenen System ist eine Relativbewegung der Porenflüssigkeit zur Matrix durch Zu- bzw. Wegströmen nicht zulässig. Der Kompressionsmodul ergibt sich zu (Gassmann, 1951; wiedergeg. in Hamilton, 1971a):

$$k = k_s \frac{k_s + Q}{k_s + Q} \quad 3.7a$$

$$\text{mit: } Q = k_w \frac{k_s - k_s}{n (k_s - k_w)} \quad 3.7b$$

mit: n = Porosität

Die Indizes bedeuten:

s : Festmaterial (solid)

f : Gerüst bzw. Matrix (frame)

w : Porenwasser (water)

Die Dichte des Systems ρ setzt sich aus den Dichten der Einzelkomponenten entsprechend ihres Anteils zusammen:

$$\rho = n \rho_w + (1 - n) \rho_s \quad 3.8$$

Eine ideal flüssige (Viskosität = Null) oder gasförmige Porenfüllung kann keine Scherspannung aufnehmen. Der Schermodul des Systems μ ist gleich dem Schermodul der Matrix:

$$\mu = \mu_z$$

3.9

Für die Ausbreitung von P-Wellen ist die Art der Porenfüllung von außerordentlich großer Bedeutung. Ein teilgesättigtes Medium (gashaltige Porenflüssigkeit) stellt kein geschlossenes System dar. Beim Durchgang von P-Wellen kommt es zu Relativbewegungen zwischen Porenfüllung und Matrix. Bereits bei Gasgehalten von wenigen Promille bis wenigen Prozent sind eine sehr hohe Dämpfung und eine deutliche Geschwindigkeitsabnahme der P-Wellen zu verzeichnen (Muckelmann, 1985). Wegen der starken Amplitudenabnahme der P-Wellen können am gashaltigen Sediment mit der vorgestellten Anlage keine Untersuchungen mit P-Wellen durchgeführt werden.

Die Ausbreitung von P-Wellen im porösen Medium mit gashaltiger Porenflüssigkeit (offenes System) wird ausführlich von Biot (1956) behandelt. Domenico (1977) leitet aus Biot's Theorie die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Scherwellen im offenen System ab. Während der Schermodul weiterhin dem der Matrix entspricht (Gl.3.9), reduziert sich die Dichte ρ in Gl.3.2 auf die 'effektive Dichte' ρ_{eff} :

$$\rho_{eff} = \rho \left[1 - \frac{\rho_w n}{\rho k} \right] \quad 3.10$$

mit: k = Kopplungsfaktor

Der Kopplungsfaktor k ist das Maß für den Grad der Kopplung bzw. Entkopplung zwischen Matrix und Porenflüssigkeit. Bei vollständiger Kopplung ist k gleich Unendlich und Gl.3.10 reduziert sich zu:

$$\rho_{eff} = \rho \quad \text{für: } k = \infty \quad 3.11$$

Bei vollständiger Entkopplung wird k gleich Eins und für die 'effektive Dichte' ergibt sich aus den Gleichungen 3.8 und 3.10:

$$g_{eff} = (1-n) g_s \quad \text{für: } k = 1 \quad 3.12$$

Der Kopplungsfaktor hängt in komplizierter Weise von der geometrischen Verteilung der Systemkomponenten, der elektrochemischen Kräfte zwischen den festen und flüssigen Anteilen und der Frequenz der Scherwellen ab.

Das Verhältnis der Scherwellengeschwindigkeit bei vollständiger Entkopplung ($k=1$) zur Scherwellengeschwindigkeit bei vollständiger Kopplung ($k=\infty$) von Matrix und Porenfüllung (v_{ent}/v_s) ergibt sich aus den Gleichungen 3.2 und 3.12.

$$v_{ent}/v_s = \sqrt{1 + \frac{n}{1-n} (g_w/g_s)} \quad 3.13$$

n = Porosität

Bei marinen Sedimenten beträgt die Dichte des Porenwassers ca. 10^3 kg/m^3 und die der Festpartikel ca. $2.7 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Einsetzen dieser Dichtewerte in Gl. 3.13 ergibt:

$$v_{ent}/v_s = \sqrt{1 + \frac{n}{2.7 \times (1-n)}} \quad 3.14$$

Die Scherwellengeschwindigkeit erhöht sich bei vollständiger Entkopplung und einer Porosität von 80% um über 50%. In Tabelle 3.1 sind einige Werte der relativen Geschwindigkeitserhöhung für verschiedene Porositäten wiedergegeben.

n	v_{ent}/v_s
0.80	1.575
0.75	1.453
0.70	1.365
0.65	1.299
0.60	1.247
0.55	1.205
0.50	1.171

Tab. 3.1: Verhältnis der Scherwellengeschwindigkeiten von vollständig entkoppelten zu vollständig gekoppelten Systemen für verschiedene Porositäten.

3.2. Elastische Wellen in Flüssigkeiten und Suspensionen

In Flüssigkeiten mit vernachlässigbar geringer Viskosität existieren keine Scherspannungen und somit keine Scherwellen: der Schermodul ist gleich Null. Der Ausdruck für die Kompressionswellengeschwindigkeit (Gl. 3.1) reduziert sich zu:

$$v_w = \sqrt{\lambda / \rho} = \sqrt{k / \rho} \quad 3.15$$

Auch Suspensionen können keine Scherspannungen aufnehmen, weil die festen Partikel keinen Kontakt zueinander haben bzw. keine Matrix besteht.

Der Kompressionsmodul setzt sich aus denen der festen und der flüssigen Bestandteile entsprechend der Konzentration der Suspension zusammen:

$$1/k = n (1/k_w) + (1 - n) (1/k_s) \quad 3.16$$

Aus Gründen der Übersichtlichkeit ist es günstiger, mit dem reziproken Wert des Kompressionsmoduls, der Kompressibilität β , (Gl. 3.5) zu rechnen:

$$\beta = n \beta_w + (1 - n) \beta_f \quad 3.17$$

Durch Einsetzen der Gleichungen 3.8 und 3.17 in Gleichung 3.1 ergibt sich:

$$v_p = \sqrt{\frac{1}{(n \beta_w + (1-n) \beta_f) (n g_w + (1-n) g_f)}} \quad 3.18$$

Gleichung 3.18 ist unter der Bezeichnung 'Wood-Gleichung' (Wood, 1941) bekannt.

Die Gültigkeit der Wood-Gleichung wurde von Urick (1941) experimentell bestätigt. Urick bestimmte die P-Wellengeschwindigkeiten verschiedener Suspensionen in Abhängigkeit von deren Konzentration.

Gleichung 3.18 erhält man auch, wenn in Gl. 3.7 der Kompressionsmodul der Matrix gleich Null gesetzt wird.

3.3. Einfluß von Temperatur und Salzgehalt auf die Wellengeschwindigkeit

Einen nicht zu vernachlässigenden Einfluß auf die P-Wellengeschwindigkeit mariner Sedimente üben deren Temperatur und der Salzgehalt des Porenwassers aus. Während die Kompressibilität der festen Sedimentbestandteile einschließlich Matrix nur im vernachlässigbar geringen Maß von der Temperatur beeinflusst wird (Shumway, 1958), muß die Abhängigkeit der Kompressibilität des Porenwassers von der Temperatur und

dem Salzgehalt berücksichtigt werden. Bei Sedimenten mit einem hohen Wassergehalt braucht näherungsweise nur die Temperaturabhängigkeit des Porenwassers berücksichtigt zu werden. Schumway (1958) erzielte gute Übereinstimmungen zwischen experimentell ermittelten und berechneten P-Wellengeschwindigkeiten bei verschiedenen Temperaturen.

Um Messungen an verschiedenen Sedimentproben mit unterschiedlichen Temperaturen vergleichen zu können, rechnet z.B. Hamilton (1971a) alle Geschwindigkeitswerte auf eine Temperatur von 23° C um.

Eine andere Möglichkeit zum Vergleich der Geschwindigkeiten verschiedener Sedimentproben ist die Berechnung des Verhältnisses zwischen der P-Wellengeschwindigkeit des Sedimentes und der des Porenwassers. Die Porenwassergeschwindigkeit kann für verschiedene Temperaturen und Salzgehalte aus Tabellen bzw. graphisch dargestellten Funktionen (z.B.: Dietrich et al., 1975) bestimmt werden. Ein Vorteil dieser Methode ist die gleichzeitige Erfassung der Abhängigkeit der Kompressibilität vom Salzgehalt.

4. Übersicht über bestehende Meßapparaturen und -methoden

4.1. P - Wellen

Die direkte Methode zur Geschwindigkeitsbestimmung ist die Messung der Laufzeit Δt eines seismischen Signals über eine Meßstrecke Δz . Mit dem häufig verwendeten Hamilton-Frame-Velocimeter, beschrieben bei Boyce (1971), werden aus dem Sedimentkern herausgeschnittene Proben durchschallt. Die Signalfrequenz liegt bei ca. 400 kHz. Die Signalerzeugung und Aufnahme erfolgt über piezokeramische Schwinger, die auf zwei gegenüberliegende, planparallele Flächen der Probe aufgebracht werden. Die Meßstrecke, bzw. der Abstand zwischen Sender und Empfänger wird mit einer Mikrometerschraube bestimmt. Die Laufzeitmessung erfolgt mit einem Oszilloskop, auf dem das gesendete und das empfangene Signal gleichzeitig dargestellt werden. Mit dem Hamilton-Frame-Velocimeter kann die Probe in verschiedenen Richtungen durchschallt werden. Bei Verwendung von sechseckig geschnittenen Proben sind so Messungen von eventuell vorhandener Geschwindigkeitsanisotropie möglich.

Eine ähnliche Apparatur beschreibt Tucholke (1980). Bei dieser Apparatur wird die Messung am intakten Sedimentkern durchgeführt, solange sich dieser noch im Kernkasten befindet. Zur Durchführung einer Messung werden mit Hilfe einer Absenkvorrichtung für Standbohrmaschinen zwei piezokeramische Ultraschallwandler in das Sediment gesteckt, von denen je einer als Sender und einer als Empfänger arbeiten. Der Abstand der Sonden ist auf fünf Zentimeter fixiert; die Meßfrequenz beträgt ca. 200 kHz. Die Laufzeit wird wie bei dem Hamilton-Frame-Velocimeter mit einem Oszilloskop gemessen.

Eine weitere Abwandlung des Hamilton-Frame-Velocimeters wird von Mienert (1986) vorgestellt. Hier werden die Sonden mit der Hand in das Sediment gesteckt. Der Sondenabstand ist mittels einer Gabelkonstruktion auf 9.9 cm festgelegt. Die Meßfrequenz läßt sich zwischen 0.5 und 10 MHz variieren.

Eine andere Methode wurde von Mc. Cann und Dewes (1971) und von Paul und Jobson (1987) angewandt. Bei dieser Methode werden Sedimentkerne aus Schwereloten quer und durch den Kernkasten (Liner) durchschallt. Der Vorteil dieser Methode liegt darin, daß der Kern nicht geöffnet werden muß. Dadurch ist allerdings keine Kontrolle des Sediments auf eventuelle Beschädigungen möglich.

Am Institut für Geophysik der Univ. Kiel steht eine Labormeßanlage zur Verfügung, mit der zylindrische Proben unter verschiedenen Drucken (max. 20 MPa) durchschallt werden können. Außerdem kann bei genügender Permeabilität der Probe der Sättigungsgrad variiert werden. Eine genaue Beschreibung der Anlage findet sich bei Brand (1984), Muckelmann (1985), und bei Prasad (1988).

4.2. Scherwellen

Die Messung der Scherwellengeschwindigkeit an unverfestigten marinen Sedimenten ist weitaus schwieriger als die der P-Wellengeschwindigkeit, weil es kaum geeignete Bauteile zur Erzeugung bzw. Aufnahme der Scherwellen gibt.

Shirley (1978) und Shirley und Hampton (1978) beschreiben eine Meßanordnung, bei der die Scherwellen durch piezokeramische Biegeschwinger erzeugt und aufgenommen werden. Die Funktionsweise der Biegeschwinger wird in Kap. 5.3. beschrieben. Bei der von Shirley beschriebenen Meßvorrichtung sind ein Sender

und ein Empfänger an einen Aluminiumbehälter montiert, der mit dem zu untersuchenden Sediment gefüllt wird. Der Abstand zwischen Sender und Empfänger läßt sich durch Verschieben des Senders im Behälter variieren und mit einer Mikrometerschraube genau bestimmen. Die Laufzeitmessung erfolgt mit einem Oszilloskop.

Piezokeramische Biegeschwinger werden auch von Matthews (1982) und Schultheiss (1985) verwandt. Matthews beschreibt zwei Meßanordnungen: in einem Fall werden die Biegeelemente in eine modifizierte Hamilton-Frame eingebaut. Eine weitere Meßanordnung besteht aus einem Scherwellensender und zwei Empfängern, die in das Sediment gesteckt werden. Die drei Elemente sind in einem stumpfen Dreieck angeordnet, damit die Scherwellen, die vom weiter entfernten Empfänger aufgenommen werden, nicht durch den vorderen Empfänger gestört werden. Die Geschwindigkeit wird aus der Differenz der Ankunftszeiten und der Differenz der Entfernungen zum Sender bestimmt. Es muß dazu vorausgesetzt werden, daß sich das Sediment im Bereich der Meßanordnung homogen und isotrop verhält, weil zwei voneinander verschiedene Wegstrecken zur Geschwindigkeitsbestimmung herangezogen werden.

Ähnlich wie die Schallmeßgabel von Mienert (P-Wellen) ist die Meßvorrichtung aufgebaut, die von Schultheiss (1985) beschrieben wird. Ein Paar Biegeschwinger, von denen einer als Sender und der andere als Empfänger arbeiten, ist an einem gabelförmigem Griff fixiert. Zur Durchführung der Messung wird die Gabel in das Sediment gesteckt. Es ist allerdings erforderlich, vor der Messung das Verbindungsteil zwischen den Schwingern zu entfernen, da sonst durch die mechanische Kopplung zuviel störende Schwingungen vom Sender zum Empfänger übertragen werden.

Von Muckelmann (1985) wurden zur Erzeugung der Scherwellen piezokeramische Quader verwendet, deren Piezoeffekt senkrecht zur Richtung der Elektroden ausgebildet ist. Bei Anlegen einer elektrischen Spannung führt der Quader eine Scherbewegung aus. Die Frequenz der erzeugten Scherwellen liegt bei ca. 100 kHz, wodurch nur Messungen an Proben mit relativ hoher Scherwellengeschwindigkeit (>500 m/s) möglich sind (Muckelmann, pers. Mitteilung).

4.3. Ergebnisse anderer Autoren

Einen großen Einfluß auf die P-Wellengeschwindigkeit übt die Porosität des Sediments aus. Eine Vielzahl von Autoren hat bereits den Zusammenhang zwischen diesen beiden Größen an marinen Sedimenten untersucht. Da sich bei wassergesättigten marinen Sedimenten die Porosität annähernd reziprok proportional zur Dichte verhält (vgl. Gl.3.8), führen Untersuchungen zwischen der Dichte und der P-Wellengeschwindigkeit zu vergleichbaren Ergebnissen wie entsprechende Untersuchungen mit der Porosität.

Nafe und Drake (1957) geben empirische Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen für P-Wellen in marinen Sedimenten, mit deren Hilfe bei der Interpretation von reflexionsseismischen Messungen erste Umrechnungen von Zweiweglaufzeiten in Tiefenwerte ermöglicht werden.

Außerdem geben Nafe und Drake (1957) empirische Beziehungen, in denen neben den in Kapitel 3. genannten geschwindigkeitsbeeinflussenden Parametern auch der Grad der Sedimentverfestigung berücksichtigt wird. Die empirische Formel lautet (Nafe und Drake, 1957): mit: $n^* = \text{Grad der Sedimentverfestigung}$.

$$v_p^2 = n v_w^2 \left[1 + \frac{g_w}{g} (1-n) \right] + \frac{g_s}{g} (1-n)^{n^*} \cdot v_s^2 \quad 4.1$$

Vergleiche zwischen der Dichte bzw. der Porosität und der P-Wellengeschwindigkeit werden z.B. von Milholland et al. (1980), Tucholke (1980), Schirmer et al. (1979) und Horn et al. (1968) vorgestellt. Je nach Datensatz und Porositätsbereich ergeben sich Übereinstimmungen der Meßwerte mit der Wood-Gleichung (vgl. Gl.3.13), Gassmann's Gleichung (vgl. Gl.3.7a,b) oder den Beziehungen von Nafe und Drake. Ein ausführlicher Überblick über den Zusammenhang der P-Wellengeschwindigkeit mit verschiedenen Sedimentparametern wird von Hamilton (1971a,b) gegeben. Neben den bereits angesprochenen Beziehungen zwischen der Porosität und der P-Wellengeschwindigkeit stellt Hamilton Korrelationen zwischen dem prozentualen Sandgehalt und dem prozentualen Gehalt von Tonpartikeln im Sediment und der P-Wellengeschwindigkeit vor. Es zeigt sich, daß die P-Wellengeschwindigkeit mit einer Erhöhung des Sandgehaltes oder einer Erniedrigung des Tongehaltes steigt. Allerdings bewirken die genannten Änderungen in der Korngrößenzusammensetzung zum Teil deutliche Erniedrigungen der Porosität, wodurch die Erhöhung der P-Wellengeschwindigkeit auch erklärt werden kann. Über die Geschwindigkeit von Scherwellen in unverfestigten marinen Sedimenten ist der Kenntnisstand weitaus geringer als über die P-Wellengeschwindigkeit. Der Grund hierfür liegt wohl in den besonderen technischen Schwierigkeiten, Scherwellen im unverfestigten Sediment zu erzeugen bzw. zu registrieren. Matthews (1986) stellt eine Meßreihe an einer Tiefseesedimentprobe aus dem Venezuela-Becken, Karibische See, vor. Die Scherwellengeschwindigkeit liegt in einem Teufenbereich von 0 bis 32 cm zwischen 30 und 80 m/s. Einen größeren Datensatz von Scherwellengeschwindigkeiten an unverfestigten marinen Sedimenten stellt Schultheiss (1986) vor. Die Sedimentproben wurden mit dem 'hydraulic piston corer' am Leg 86 des

'Deep Sea Drilling Projects' im Nord-Pazifik gewonnen. Die Scherwellengeschwindigkeit liegt bei diesen Messungen zwischen fast Null und 130 m/s. Die sehr niedrigen Meßwerte in der Nähe von 0 m/s erklärt Schultheiss mit einer Zerstörung der Sedimentstruktur durch den Bohrvorgang. Trotz einiger Streuungen der Meßergebnisse läßt sich bei einer Gegenüberstellung der Scherwellengeschwindigkeiten und der ebenfalls gemessenen Scherfestigkeit eine lineare Korrelation dieser beiden Parameter erkennen.

Ergebnisse von Labormessungen an künstlichen Tonen stellen Shirley und Hampton (1978) vor. Die Scherwellengeschwindigkeit liegt hier je nach Verfestigungs-(Setz-)zeit und daraus resultierender Porosität zwischen 4 und 40 m/s.

Einen generellen Überblick über veröffentlichte Ergebnisse von Scherwellenmessungen einiger Autoren stellt Hamilton (1976) vor. Hier liegen die Scherwellengeschwindigkeiten deutlich höher (meist weit über 100 m/s) als bei den eingangs genannten Autoren.

Eine indirekte Methode zur Bestimmung der Scherwellengeschwindigkeit beschreibt Anderson (1969). Mit Hilfe von Registrierungen von Rayleigh-Wellen am Meeresboden berechnet Anderson die Sedimentmächtigkeit und den Schermodul. Eine Übereinstimmung zwischen der berechneten und der mit Hilfe von reflexionsseismischen Messungen bestimmten Sedimentmächtigkeit kann er mit einer durchschnittlichen Scherwellengeschwindigkeit von 75 m/s in den obersten 150 Metern des Sedimentpaketes erzielen.

5. Konzeption der Meßanlage

Der Aufbau der Meßanlage (P-Wellen) ist in Abb. 5.1 dargestellt. Das Kastenlot (Kögler, 1963) liegt horizontal im Kernlabor; es hat eine Länge von 6 Metern und einen quadratischen Querschnitt von 30 x 30 Zentimetern. Zwei Seitenwände des Kastenlotgehäuses sind entfernt, so daß das Sediment von oben und von einer Seite her für die Durchschallungsmessungen zugänglich ist. Die Messungen mit P- und S-Wellen werden nacheinander durchgeführt; die Meßpunktpositionen sind jeweils die gleichen.

5.1. P-Wellen

An einer Stirnseite des Sedimentkerns erzeugt ein piezokeramischer Ultraschallwandler ein seismisches Signal, welches den Kern der Länge nach durchläuft. Die Hauptfrequenz der erzeugten P-Welle beträgt ca. 33 kHz, wodurch bei einer P-Wellengeschwindigkeit zwischen 1300 und 2000 m/s die Wellenlänge zwischen 3.9 und 6.0 cm liegt.

Die Art der Wellenausbreitung - Stabwellen oder ebene Wellen - ist im Rahmen der Arbeitsgruppe Durchschallung untersucht worden (Neben, 1988). Der Autor weist in seiner Arbeit nach, daß es sich bei den verwendeten P-Wellen um ebene Wellen handelt. Somit sind die Meßergebnisse mit Ergebnissen anderer Meßverfahren am Sedimentproben vergleichbar.

Mit einem Durchmesser von 27 cm bedeckt der Sender fast die gesamte Fläche der Stirnseite. Ein Hochspannungsimpuls regt den Sender zum Schwingen an. Zur Erzeugung dieses Spannungsimpulses werden die piezokeramischen Elemente des Schwingers von einer Hochspannungsquelle wie elektrische Kondensatoren gela-

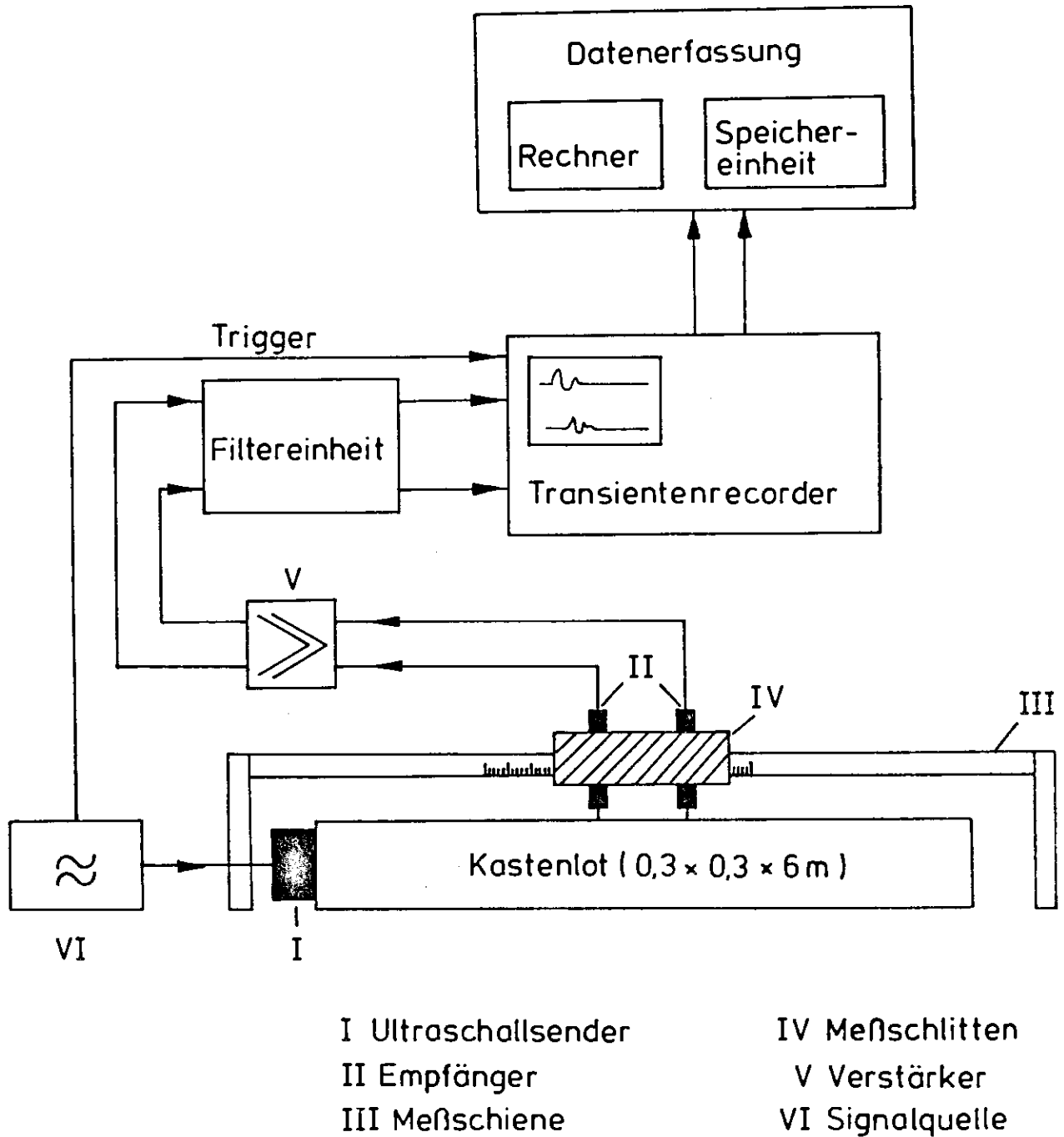


Abb. 5.1: Prinzip der P-Wellendurchschallung von Sedimentkernen

den. Ein plötzlicher Kurzschluß, ausgelöst durch eine spezielle Thyristorschaltung, erzeugt über eine schnelle Entladung das Signal. Durch Verändern des Entladewiderstandes kann die Flankensteilheit der Entladung eingestellt werden.

Das erzeugte Signal wird von einem Paar spezieller Empfänger aufgenommen, die auf die Oberfläche des Sedimentkerns gesetzt werden. Die beiden Empfänger können mit Hilfe eines Meßschlittens und einer Meßschiene an jeder Position entlang des Kerns fixiert werden. So ist es möglich, komplette Profile über den ganzen Kern zu messen, ohne die Senderposition zu verändern. Der Abstand der beiden Empfänger im Schlitten beträgt 5 cm, so daß mit einer Schrittweite von 10 cm eine gleichmäßige Überdeckung von 5 cm erreicht wird. Auf den Schlitten sind auch ein Vorverstärker und ein Hochpaßfilter montiert. Auf diese Weise konnten die Verbindungskabel zwischen Empfänger und Vorverstärker kurz genug gehalten werden, um Störungen durch elektrische Einstreuungen zu vermeiden.

Die Aufzeichnung der vorverstärkten und gefilterten Signale erfolgt digital mit einem Transientenrekorder. Zur späteren Weiterverarbeitung werden die Daten über einen Computer auf geeignete Datenträger abgespeichert.

5.2. Scherwellen

Zur Erzeugung von Scherwellen wurde ein spezieller Scherwellensender entwickelt.

Über den Mittelsteg eines Transformatorkerns ist eine Spule geschoben, die über einen Federstahlstreifen an den Außenstegen des Transformatorkerns befestigt ist (Abb.5.2). Ein durch die Spule fließender elektrischer Strom erzeugt eine elektomechanische Kraft,

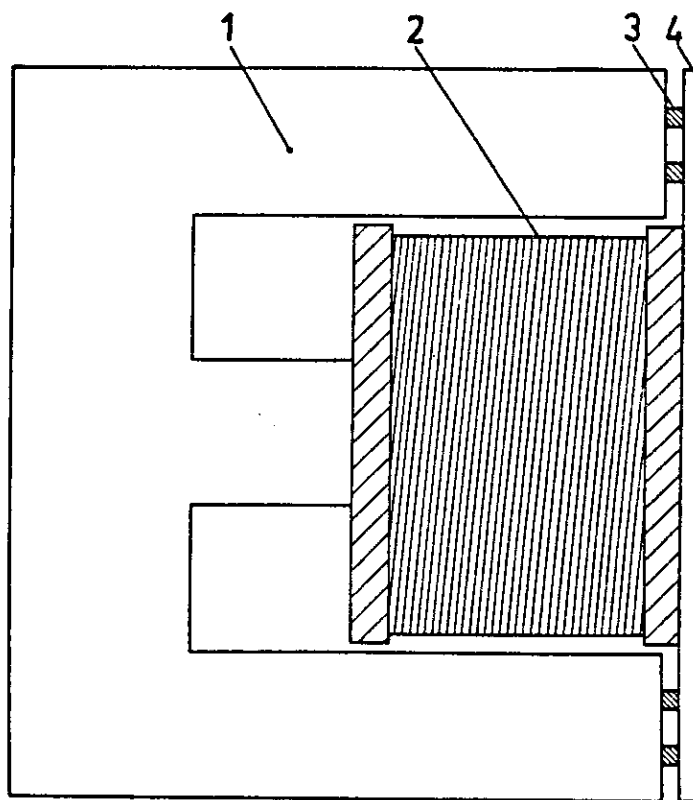


Abb. 5.2: Konstruktion des Scherwellensenders

- 1 : Transformator Kern
- 2 : Spule
- 3 : Gummi- oder Stahlscheibe
- 4 : flexible Befestigung (Federstahl)

wodurch die Spule in Richtung Transformatorkern ausgelenkt wird. Die Hauptfrequenz der Scherwellen liegt zwischen 200 und 300 Hz.

Für die Ansteuerung des Scherwellensenders sind im Gegensatz zur Ansteuerung des P-Wellensenders hohe Ströme anstatt hoher Spannungen erforderlich, weshalb hier ein anderes Gerät als bei der P-Wellenerzeugung verwendet werden muß. Die Ansteuerung erfolgte in der Erprobungsphase provisorisch über einen Verstärker, der normalerweise für die Auslösung von Airgun-Magnetventilen eingesetzt wird. Ein entsprechender regelbarer Verstärker steht inzwischen zur Verfügung. Der Transformatorkern ist mit der Spule auf eine Aluminiumplatte montiert und wird mit dieser auf die Sedimentoberfläche gelegt. Ein auf den Spulenkörper geklebt Kunststoffplättchen stellt den mechanischen Kontakt zwischen Spule und Sediment her. Das Kunststoffplättchen wird von der Spule in eine horizontale Bewegung gezwungen. In Abb. 5.3 ist die Abstrahlcharakteristik einer solchen Signalquelle gezeigt (Kähler und Meissner, 1983). Die Profilrichtung am Kastenlot entspricht hier der Y-Achse. Wie in Abb. 5.3 zu erkennen ist, werden in Profilrichtung ausschließlich horizontal polarisierte Scherwellen abgestrahlt (SH).

Die Abb. 5.3 ist für eine Poisson-Zahl von 0.25 gültig. Für höhere Werte der Poisson-Zahl verringern sich die Amplituden der vertikal polarisierten Scherwelle (SV) und der P-Welle (P). Insbesondere die Amplitude der P-Welle verringert sich sehr deutlich für eine Poisson-Zahl nahe 0.5 (Kähler und Meissner, 1983).

Die Aufzeichnung der Scherwellen erfolgt mit den gleichen, nur leicht modifizierten Empfängern, mit denen auch die P-Wellen aufgenommen werden. Auch bei

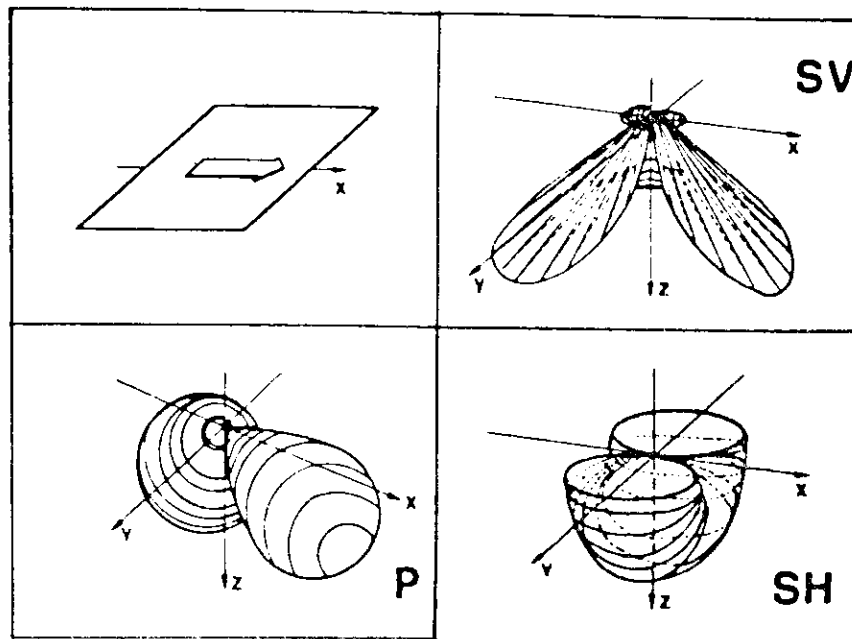


Abb. 5.3: Abstrahlcharakteristik eines horizontal ausgelenkten Flächenelementes (nach Kähler und Meissner, 1983).

den Scherwellenmessungen werden Profile mit Meßpunkt-
abständen von 5 cm registriert.

Allerdings konnten bisher nur Profile von 50 - 80 cm
Länge gemessen werden, weil die Amplitude der Scher-
wellen zu stark abnimmt. Ein Umsetzen des Senders ist
aber ohne größere Umstände möglich, da dieser nur auf
die Sedimentoberfläche gelegt wird.

Die digitale Aufzeichnung der Scherwellen erfolgt auf
die gleiche Art wie die der P-Wellen.

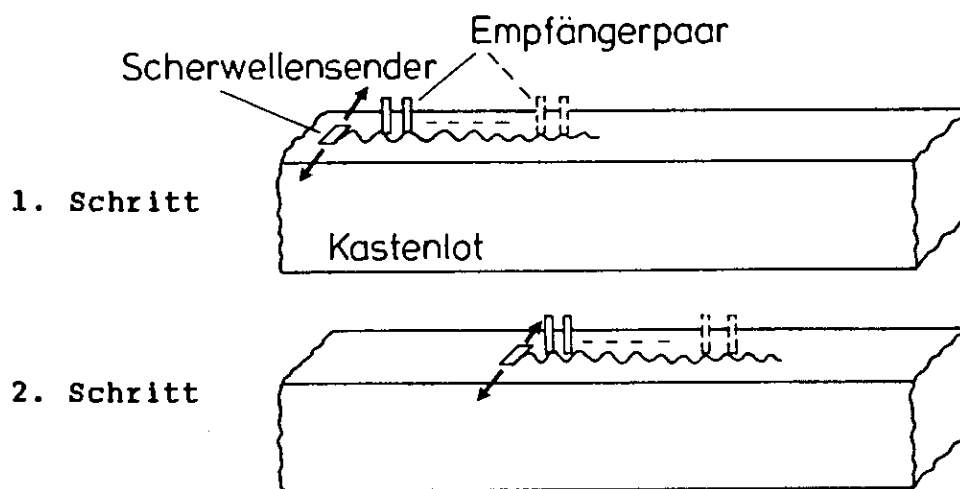


Abb.5.4: Meßanordnung bei Scherwellenmessungen

5.3. Die Empfänger

Als Empfänger dienen piezokeramische Biegeelemente, die normalerweise als Beschleunigungsaufnehmer Verwendung finden. Die Biegeelemente werden mit einer PVC-Halterung in einem Messingröhrchen fixiert: die freistehende Länge beträgt 3-4 mm, die Breite 4 mm und die Dicke 0.6 mm (Abb.5.5).

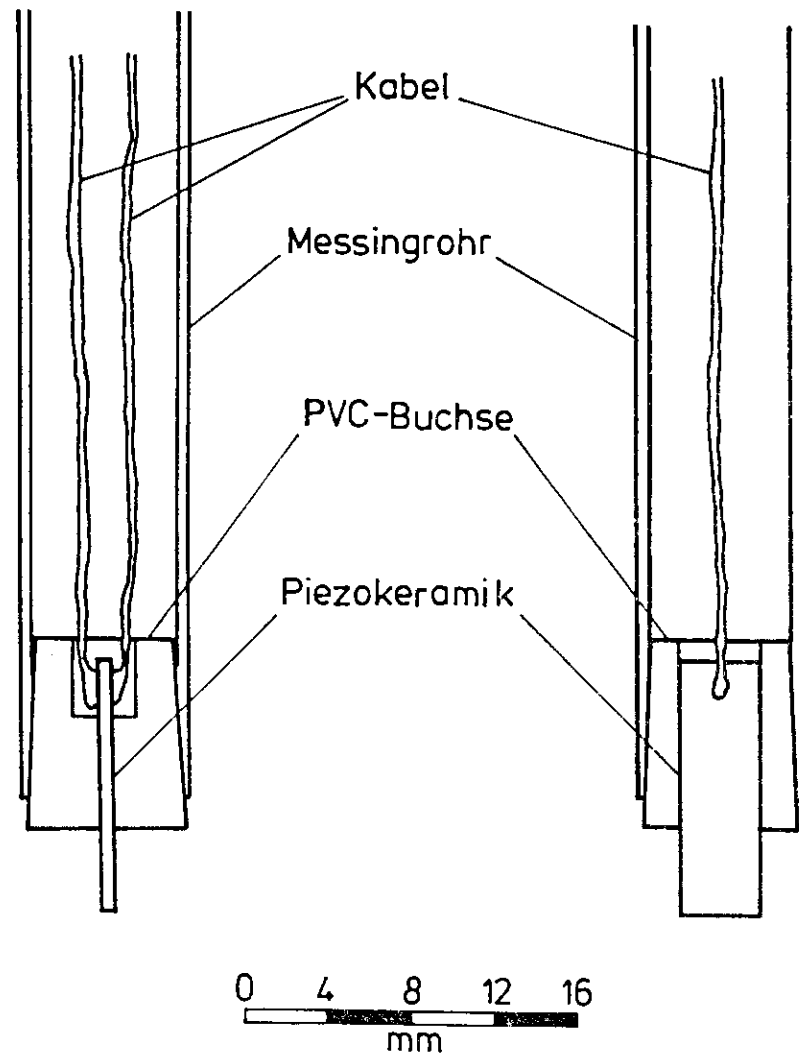
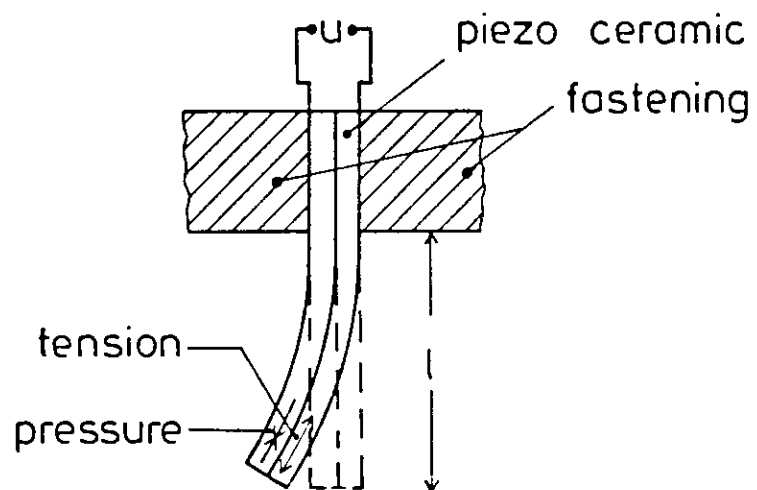


Abb. 5.5: Aufbau der Empfänger

Die Empfänger sind gleichermaßen für die Aufnahme der P- und S-Wellen geeignet, da beide Wellenarten horizontale Auslenkungen an der Oberfläche des Kastenlotkerns bewirken. Für die P-Wellenaufnahme werden die Biegeelemente quer zur Ausbreitungsrichtung der Wellen und für die Scherwellenaufnahme längs orientiert. Für den Einsatz als Scherwellenempfänger werden die Plättchen außerdem mit Silikon gedämpft, um Störungen durch Luftschall im gleichen Frequenzbereich zu unterdrücken.

Piezokeramische Biegeschwinger werden auch für die Erzeugung von S-Wellen verwandt (vgl. Kap 4.2.). Sie werden sowohl zur Erzeugung als auch zur Aufnahme der Scherwellen benutzt. Im Gegensatz zu 'normalen' piezokeramischen Schwingern reagieren die Biegeelemente sehr empfindlich auf Biegespannungen. Dieser Effekt wird erreicht, indem zwei dünne piezokeramische Plättchen mit entgegengesetzter Polarisierung zusammengeklebt werden. Bei einer Verbiegung wird dann ein Einzelplättchen gestaucht und das andere gestreckt, wodurch in beiden Plättchen entgegengesetzte Spannungen erzeugt werden (Abb.5.6). Durch die umgekehrt polarisierte Anordnung addieren sich die Einzelspannungen zur Gesamtspannung U , welche an den Außenelektroden abgegriffen werden kann. Wie bei 'normalen' Piezokeramiken kann dieser Effekt auch umgekehrt werden, d.h. eine angelegte Spannung erzeugt eine Verbiegung des Elements. Aufgesetzt auf die Sedimentoberfläche können so Scherwellen im Sediment erzeugt werden.



**Abb. 5.6: Funktionsweise des Biegeelementes
(nach Koch, 1973)**

6. Bestimmung der Geschwindigkeit

Die Geschwindigkeit der durch das Sediment laufenden Welle ergibt sich aus dem Abstand der betrachteten Empfängerpositionen geteilt durch die Differenz der Ankunftszeiten.

6.1. Laufzeitkurven

Stellt man die registrierten Spuren entsprechend ihrer Empfängerposition in einem z-t-Diagramm dar und verbindet die Ersteinsätze miteinander, so kann aus der Steigung der Laufzeitkurve α die Geschwindigkeit nach Gleichung 6.1 bestimmt werden (Abb. 6.1).

$$v = \Delta z / \Delta t = (\tan \alpha \cdot SF)^{-1} \quad 6.1$$

mit: SF = Skalierungsfaktor in s/m

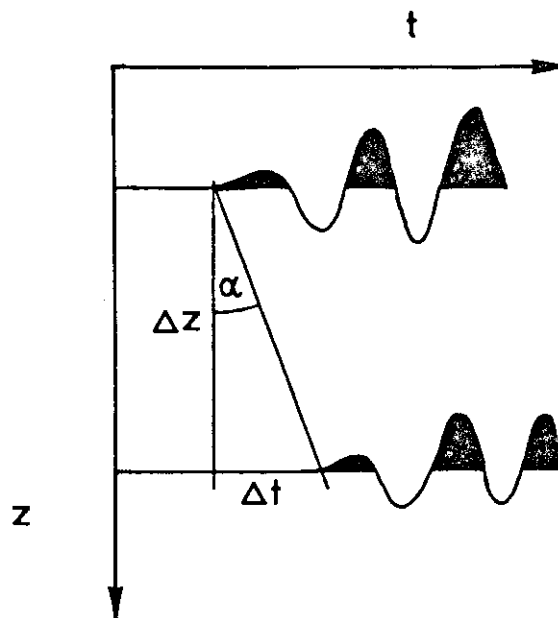


Abb. 6.1: Die Steigung der Laufzeitkurve α und die Größen Δz und Δt am Beispiel eines Signalkaars.

Aus Gründen der graphischen Darstellbarkeit werden bei reduzierten Laufzeitkurven alle Spuren entsprechend ihrem Abstand zur Signalquelle und der Reduktionsgeschwindigkeit horizontal verschoben. Bei der Auswertung von reduzierten Laufzeitkurven berechnet sich die Geschwindigkeit nach:

$$v = \frac{1}{SF \cdot \tan \alpha + 1 / v_{red}} \quad 6.2$$

mit: v_{red} = Reduktionsgeschwindigkeit in m/s

SF = Skalierungsfaktor in s/m

In Abb 6.2. wird das Prinzip der Geschwindigkeitsbestimmung durch Laufzeitkurven verdeutlicht.

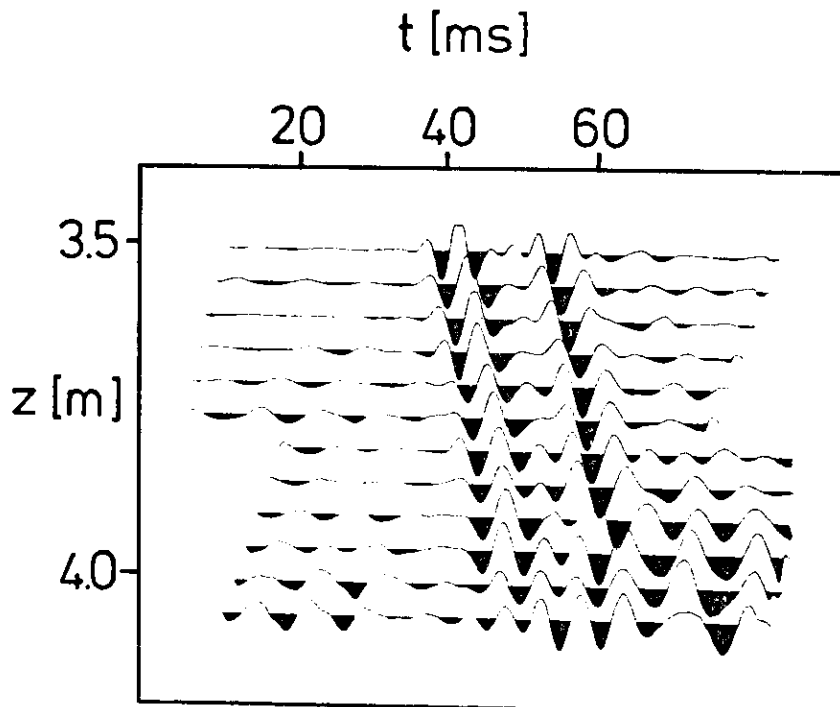


Abb. 6.2: Scherwellenprofil OS6-1 des Kernes 14957-3
Reduktionsgeschwindigkeit: 30 m/s

Dargestellt ist ein Scherwellenprofil des Kerns 14957-3 mit einer Senderposition von 3.35 m Teufe. Die Steigung der Laufzeitkurve verringert sich von ca. 11 Grad im oberen Bereich auf ca. 3 Grad im unteren Bereich. Die entsprechenden Scherwellengeschwindigkeiten betragen im oberen Teil ($z=3.50$ m - $z=3.80$ m) ca.17 m/s und im unteren Bereich ($z=3.85$ m - $z=4.05$ m) ca.26 m/s.

6.2. Geschwindigkeitsbestimmung durch Kreuzkorrelation

Eine genauere Bestimmung der Geschwindigkeit - besonders in kurzen Intervallen - ermöglicht ein Kreuzkorrelationsverfahren, mit dessen Hilfe die Zeitdifferenz zweier benachbarter bzw. zweier beliebiger, relativ dicht beieinander liegender Signale bestimmt wird. Ein ähnliches Verfahren wird von Willies und Toksöz (1983) beschrieben, welches zur automatischen Auswertung von digital aufgezeichneten Bohrlochmessungen verwendet wird.

Die beiden betrachteten Spuren $x(t)$ und $y(t)$ liegen digitalisiert als Felder $x(i)$ und $y(i)$ vor mit:

$$t = i \cdot DT \quad (DT = \text{Digit. rate}) \quad 6.3$$

Aus einer Spur wird ein Signalfenster mit den Grenzen F_1 und F_2 herausgeschnitten und mit der gesamten zweiten Spur kreuzkorreliert. Das Fenster ist so gewählt, daß es sich vom ungefähr bestimmten Ersteintritt über 90, 180, 270 oder 360 Grad der ersten Welle des Signals erstreckt. Die Formel für die Kreuzkovarianz lautet:

$$\phi_{xy}(j) = \sum_{i=F_1, F_2} x(i) * y(i+j) \quad 6.4$$

mit ϕ_{xy} = Kovarianzkoeffizient

j = Verschiebung des Signalfensters auf der zweiten Spur

Die Amplitude der Kovarianzfunktion hängt von den Amplituden der korrelierten Spuren ab. Eine Normierung der Kovarianzfunktion ergibt die Korrelationsfunktion $O_{xy}(j)_n$. Die Normierung wird durchgeführt, indem jeder Wert der Kovarianzfunktion durch das geometrische Mittel der Energien der gerade korrelierten Abschnitte $|x(F_1) - x(F_2)|$ und $|y(F_1+j) - y(F_2+j)|$ geteilt wird.

$$\phi_{xy}(j)_n = \frac{\phi_{xy}(j)}{\sqrt{\phi_{xx}(0) \phi_{yy}(0)}} \quad 6.5$$

mit: $\phi_{xx}(0) = \sum_{i=F_1, F_2} x^2(i)$ Energie des Signalfensters

$\phi_{yy}(0) = \sum_{i=F_1, F_2} y^2(i+j)$ Energie des jeweiligen Fensters der zweiten Spur

Die Kreuzkorrelationsfunktion nimmt Werte zwischen +1 (totale Übereinstimmung) und -1 (totale inverse Übereinstimmung) an. Zu bemerken ist, daß nicht die Energie der gesamten zweiten Spur, sondern nur die Energie des jeweiligen Abschnittes, welcher gerade mit dem Signalfenster der ersten Spur korreliert wird, zur Normierung herangezogen wird.

An der Position bester Übereinstimmung besitzt die Korrelationsfunktion ein Maximum. Die Differenz der Ankunftszeiten wird aus dem Betrag der Verschiebung j nach Gl. 6.3 bestimmt. Nach Gl. 6.1 ergibt sich dann die Geschwindigkeit über das Intervall $|z_1, z_2|$. Zwischen den Korrelationen mit verschiedenen Fensterlängen gibt es leichte Unterschiede, die durch eine Veränderung der Signalform von Meßpunkt zu Meßpunkt zustande kommen. Diese Signalveränderung hat ihre Ursachen hauptsächlich in Dispersionseffekten und einer wellenlängenabhängigen Dämpfung. Auch durch Interferenzerscheinungen sind Signalverformungen denkbar.

Bei der Auswertung wird der Mittelwert aller Korrelationsergebnisse zur Geschwindigkeitsbestimmung gebildet. Zur Kontrolle wird dann der ganze Prozeß mit vertauschten Spuren noch einmal durchgeführt, d. h. ein Signalfenster der zweiten Spur wird mit der ersten Spur kreuzkorreliert. Die Genauigkeit bzw. der Fehler der Geschwindigkeitsberechnung läßt sich aus der Streuung der 8 zum Mittelwert beitragenden Einzelwerte abschätzen. Der Fehler beträgt bei einem Spurabstand von 5 cm meist 2-3 % und bei einem Spurabstand von 10 cm meist 1-2 %.



7. Ergebnisse

In dieser Arbeit werden Ergebnisse von drei Forschungsreisen mit den Schiffen RV Meteor und RV Poseidon in die Norwegisch-Grönländische See, die westliche Ostsee und das Kattegat vorgestellt.

7.1. Seegebiet Norwegisch-Grönländische See

Während der Expedition Meteor II/2 im Juli 1986 wurden acht Großkastenlote im Seegebiet zwischen Vöring-Plateau und Jan-Mayen gezogen. Die Kernlokationen sind in Abb. 7.1. dargestellt. In Tab. 7.1 sind die genauen geographischen Koordinaten und die entsprechenden Wassertiefen wiedergegeben.

	Stat. Nr.	geogr. Koordinaten	Wassertiefe
N I	23055-3	68°25.4' N - 4°01.3' E	2311 m
N II	23058-3	69°30.3' N - 2°59.7' E	3276 m
N III	23059-3	70°18.3' N - 3°07.4' W	2281 m
N IV	23062-1	68°43.7' N - 0°10.1' E	2244 m
N V	23065-3	68°29.7' N - 0°49.1' E	2802 m
N VI	23068-3	67°50.0' N - 1°30.1' E	2230 m
N VII	23071-3	67°05.1' N - 2°54.5' E	1308 m
N VIII	23074-3	66°40.0' N - 4°54.3' E	1157 m

Tabelle 7.1: Kernbezeichnungen, geographische Koordinaten und Wassertiefen der Kastenlotentnahmen aus der Norwegisch-Grönländischen See

Bis auf eine Ausnahme (Kern 23074-1) wurden an allen Kernen P-Wellen-Durchschallungsmessungen durchgeführt. Der Abstand der Empfänger betrug meistens 15 cm. Nur am Kern 23071-3 wurde mit einem Empfängerab-

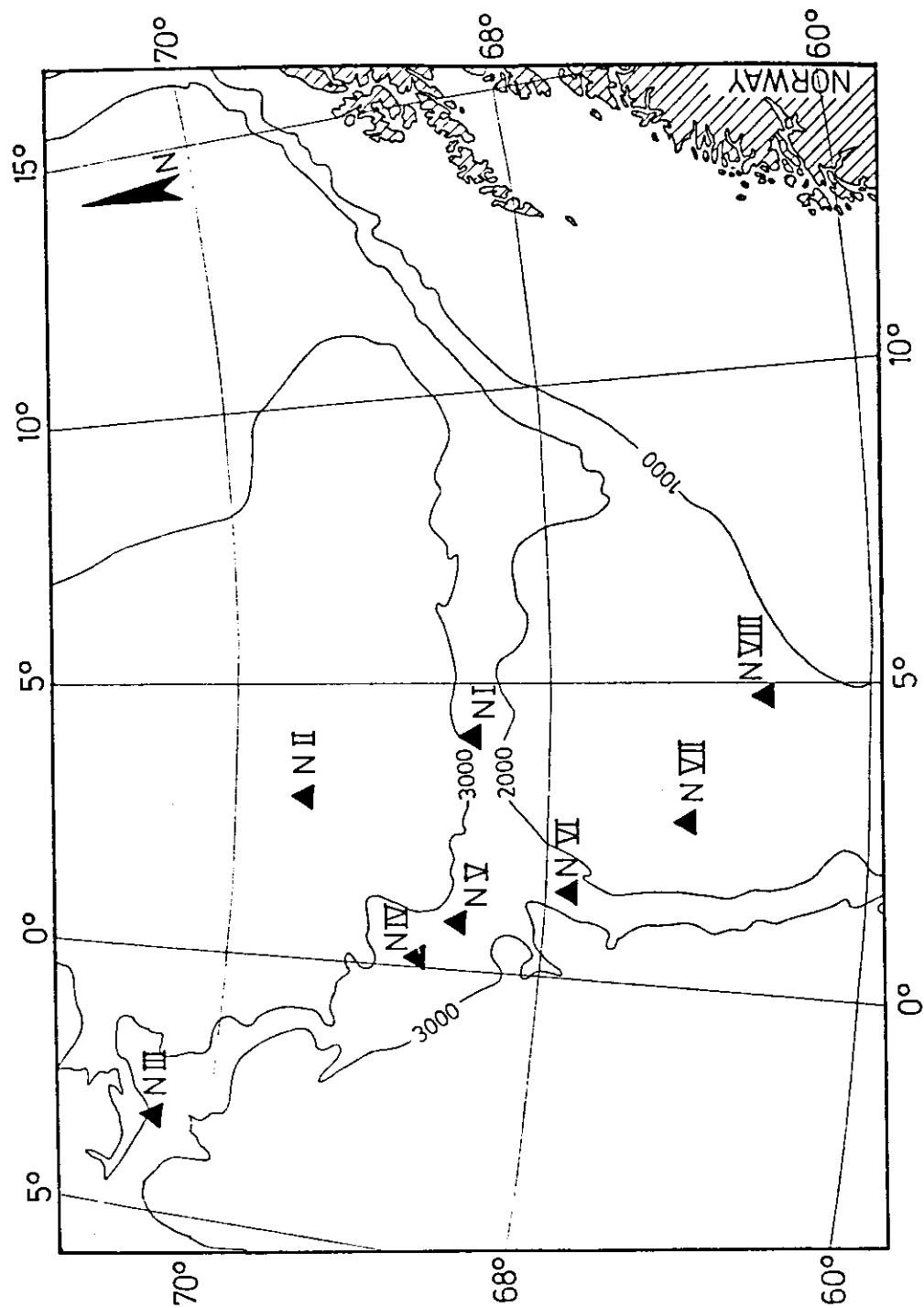


Abb. 7.1: Seegebiet Norwegisch - Grönländische See (Polarprojektion) mit Lokation der Kastenlotentnahmen (Tiefenangaben in Metern).

stand von 12 cm und am Kern 23068-3 mit einem Abstand von 5 cm gemessen. Bei den Messungen mit 15 cm bzw. 12 cm Empfängerabstand überlappten sich die einzelnen Meßpositionen, so daß der Abstand einzelner Spuren nur 5 cm bzw. 4 cm beträgt.

Im Folgenden werden die Meßergebnisse von sechs Kastenloten vorgestellt. Die Geschwindigkeitswerte sind mit Hilfe des Kreuzkorrelationsverfahrens (Kap. 6.2.) bestimmt worden. Es sind die Laufzeitunterschiede zusammengehörender Signalpaare bestimmt worden, d. h. die Intervalllänge beträgt 150 mm, bei Kern 23071-3 120 mm und bei Kern 23068-3 50 mm.

Zusätzlich zu den Geschwindigkeiten sind die geotechnischen Größen prozentualer Sandgehalt ($> 63 \mu$), Scherfestigkeit und Feuchtraumgewicht (Dichte) aufgetragen.

Die Teufenskalen der P-Wellengeschwindigkeit und der geotechnischen Parameter können unter Umständen leicht gegeneinander verschoben sein. Die Skala der Meßschiene konnte aus technischen Gründen an Bord nur mit einer Genauigkeit von ± 3 cm mit der Skala der Geologie abgeglichen werden. Außerdem kam es nach den Durchschallungsmessungen und der Entfernung des P-Wellensenders an den Enden der Kastenlotkerne zu rißbedingten Ausdehnungen des Sediments. Diese Ausdehnung kann in der Nähe der Senderposition bis zu 5 cm betragen.

Der in den Abbildungen 7.2a-7.2d gezeigte Teufenmaßstab entspricht der im Kernlabor getroffenen Festlegung. Hierbei konnte der absolute Nullpunkt (Meeresbodenoberfläche) nicht mit großer Genauigkeit festgestellt werden, weil die obersten Enden der Kerne zusammengefallen waren. Mit Hilfe der später vorgenommenen feinstratigraphischen Auswertung und dem Vergleich mit Kastengreiferproben der selben Lokation ist es möglich, die Teufenskala nachträglich

genauer festzulegen. Auf diese nachträgliche Verschiebung wird hier verzichtet, weil für die vorgestellten Interpretationen die Genauigkeit der primär an Bord festgelegten Skala völlig ausreicht.

Die geotechnischen Daten wurden freundlicherweise von Frau Dipl. Geol. Heidemarie Kassens zur Verfügung gestellt. Die Methoden zur Bestimmung der geotechnischen Parameter sind beschrieben in Holler (1985). Eine ausführliche Kernbeschreibung befindet sich in Henrich (1988).

Zwei große Lücken in den Geschwindigkeitsprofilen der Kerne 23062-1 und 23065-3 und mehrere kleinere Lücken (gestrichelte Linien) auch in den Profilen der Kerne 23055-3 und 23059-3 sind hauptsächlich auf Beschädigungen des Kernmaterials während der Öffnung des Kernkastens zurückzuführen. An den oberen Enden der Kerne konnten ebenfalls keine Messungen durchgeführt werden, weil dort das Sediment zum Teil zerfallen war oder zu viele Risse aufwies. In einigen Fällen konnten die aufgezeichneten Meßdaten wegen zu schlechter Signalqualität nicht ausgewertet werden.

Die Profile zeigen starke Schwankungen der P-Wellengeschwindigkeit. Einige sehr niedrige Werte der P-Wellengeschwindigkeit (< 1300 m/s) sind höchstwahrscheinlich durch Gasbildung im Porenraum oder kleine Risse verursacht und sollten deshalb nicht weiter berücksichtigt werden. Die meisten Geschwindigkeitswerte liegen im Bereich zwischen 1400 m/s und 1500 m/s.

In vielen Fällen treten jedoch weit höhere Geschwindigkeiten zwischen 1600 m/s und 1800 m/s und teilweise sogar über 1900 m/s auf. Die erhöhten Geschwindigkeiten treten meist an Schichten mit erhöhtem Sandanteil ($> 63 \mu$) und erhöhter Dichte (bzw. erniedrigter Porosität) auf. Auch läßt sich eine

Korrelation mit Peaks in der Scherfestigkeitskurve erkennen.

Zu bemerken ist, daß die Mächtigkeit der einzelnen Sedimentschichten oft geringer war als der Empfängerabstand. Befinden sich in einem Meßintervall mehrere Schichten mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten, so setzt sich der Meßwert nach der Time-Average-Gleichung (Wyllie et al., 1958) aus den Einzelwerten der Geschwindigkeiten zusammen. Wurde zum Beispiel eine Intervallgeschwindigkeit von 1700 m/s gemessen und befindet sich im Meßintervall zu einem Drittel Sediment mit einer Geschwindigkeit von 1450 m/s, so beträgt die wahre Geschwindigkeit des übrigen, 'schnellen' Sediments 1860 m/s.

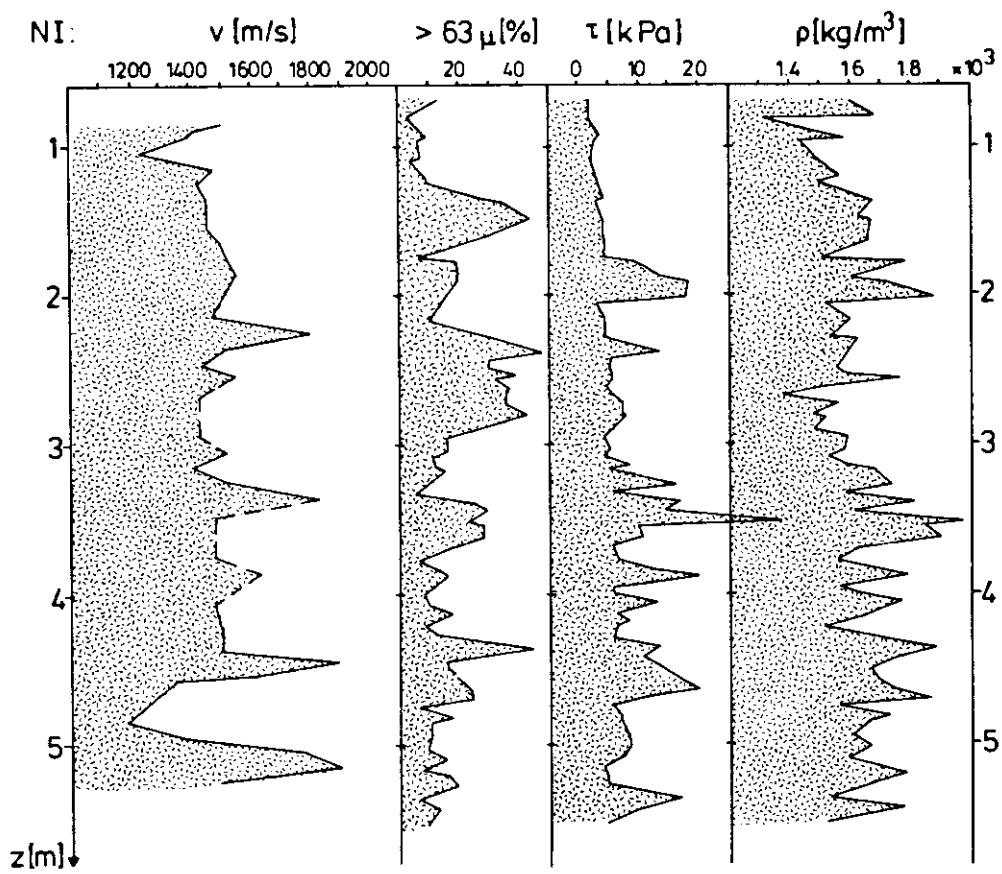


Abb. 7.2a: P-Wellengeschwindigkeit, prozentualer Sandgehalt, Scherfestigkeit und Dichte des Kernes 23055-3 (N I).

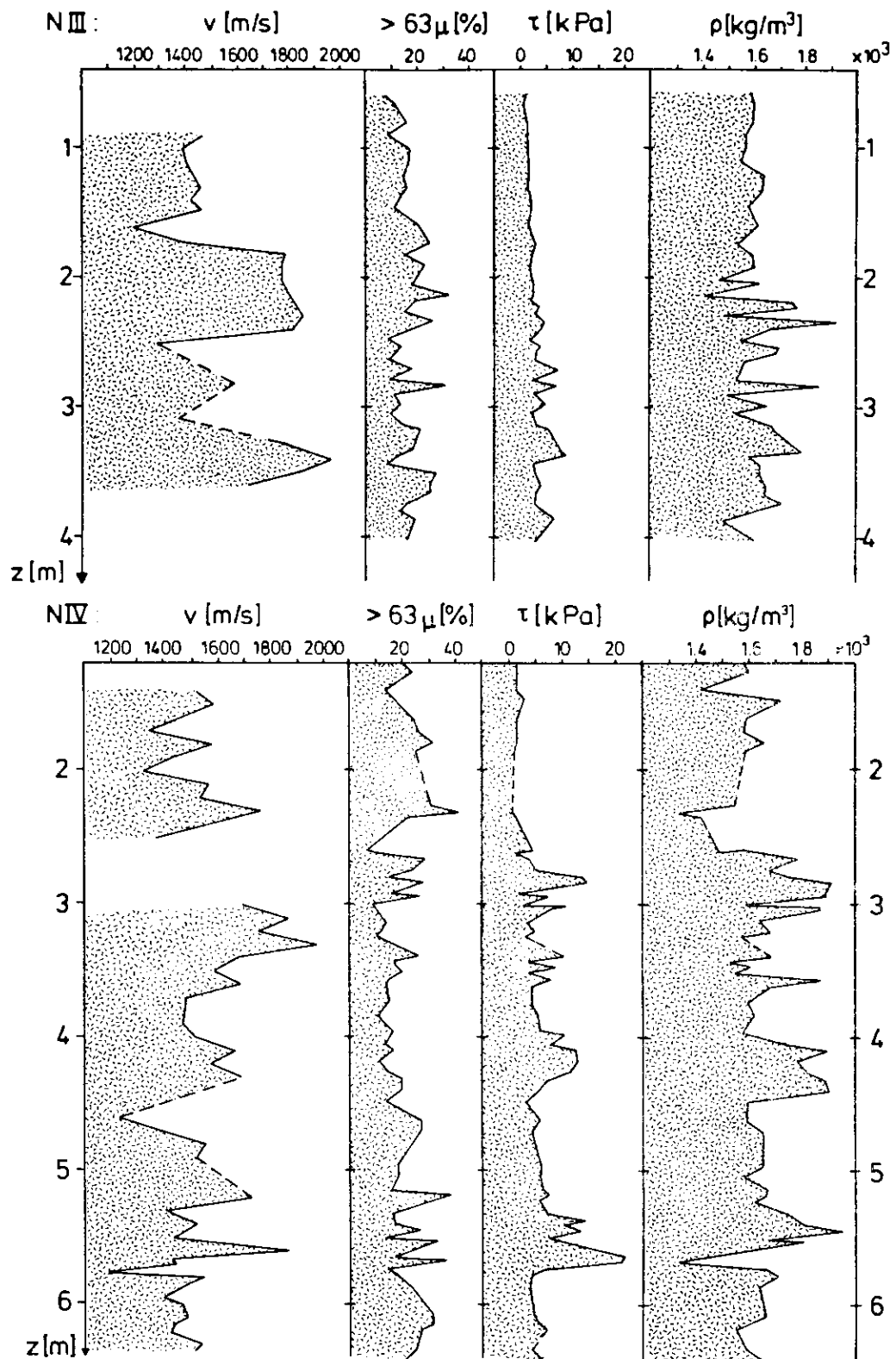


Abb. 7.2b: P-Wellengeschwindigkeit, prozentualer Sandgehalt, Scherfestigkeit und Dichte der Kerne 23059-3 (N III) und 23062-1 (N IV).

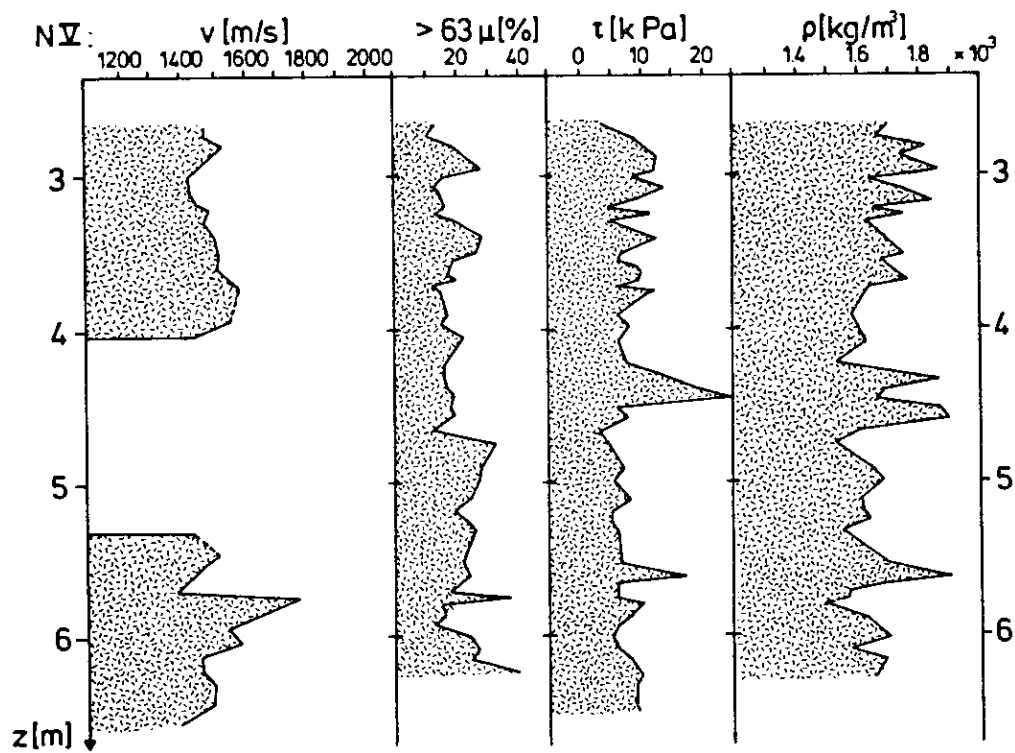


Abb. 7.2c: P-Wellengeschwindigkeit, prozentualer Sandgehalt, Scherfestigkeit und Dichte des Kernes 23065-3 (N V).

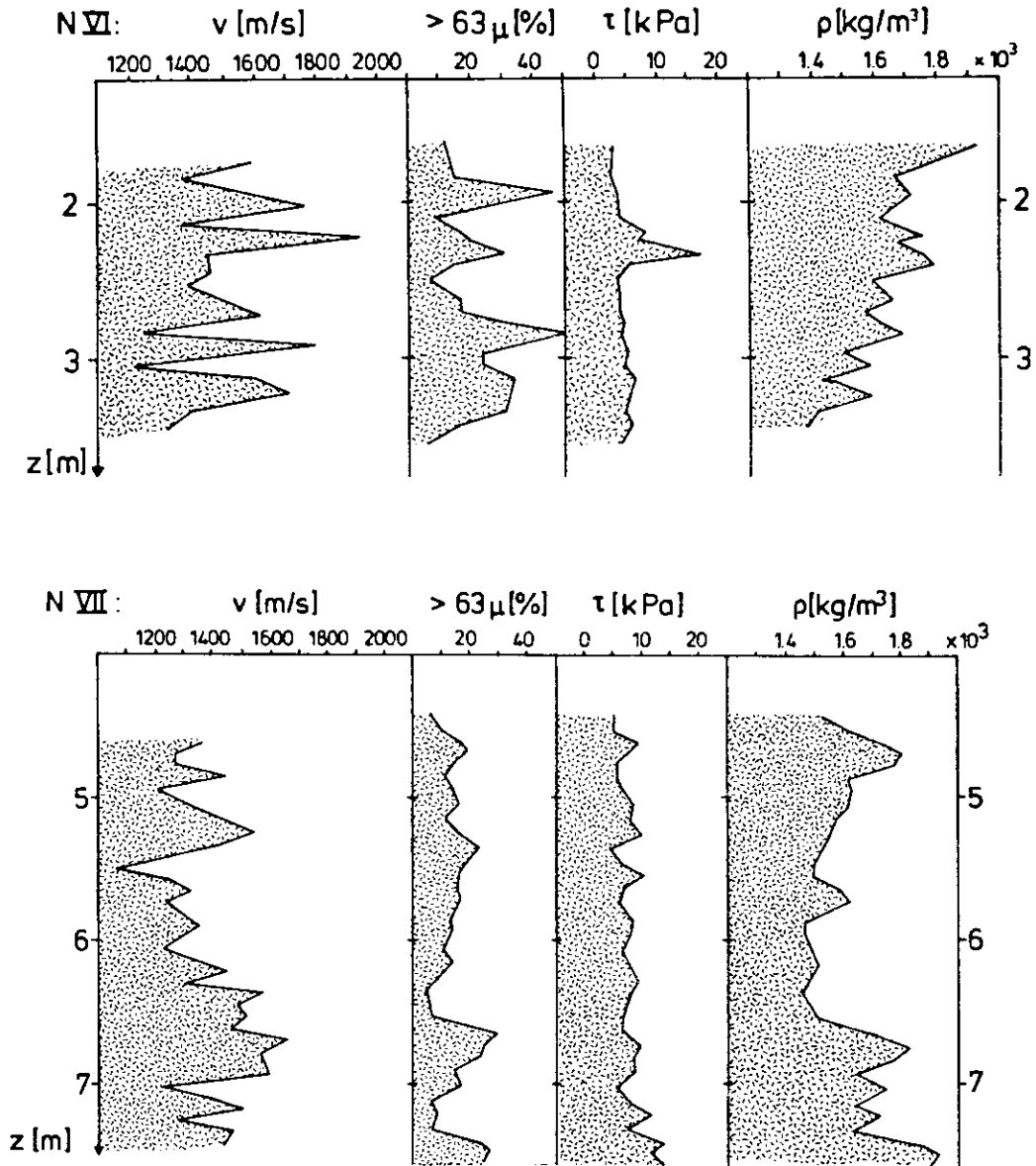


Abb. 7.2d: P-Wellengeschwindigkeit, prozentualer Sandgehalt, Scherfestigkeit und Dichte der Kerne 23068-3 (N VI) und 23071-3 (N VII).

7.2. Seegebiet Westliche Ostsee

Während der Ausfahrt Poseidon 139/1 wurden u. a. ein Kastenlot am Südausgang des Kleinen Beltes (14951-1) und ein Kastenlot am nördlichen Stoller Grund (14952-1) gezogen. Die Entnahmepositionen sind zusammen mit den Entnahmepositionen der Kerne aus dem Kattegat in Abb. 7.3 und Tab. 7.2 eingetragen.

	Stat. Nr.	geogr. Koordinaten	Wassertiefe
O I	14951-1	54°50.8' N - 10°12.7' E	38 m
O II	14952-1	54°32.5' N - 10°05.5' E	29 m
O III	14953-1	57°16.7' N - 11°25.3' E	134 m
O IV	14954-1	57°16.0' N - 11°23.5' E	76 m
O V	14956-2	56°46.5' N - 11°57.0' E	46 m
O VI	14957-3	57°04.0' N - 11°48.1' E	54 m
O VII	14958-2	57°01.0' N - 11°39.8' E	70 m

Die beiden Kerne wiesen im Gegensatz zu den Kernen aus der Norwegisch-Grönländischen See keine nennenswerten Beschädigungen des Sediments auf, so daß bis auf die obersten Enden komplette P-Wellen-Durchschallungsprofile gemessen werden konnten. Beim Geschwindigkeitsprofil des Kernes 14952-1 fehlen einige Werte, weil an diesen Positionen wegen zu schlechter Datenqualität (niedriges Signal/Noiseverhältnis wg. Seegang) keine Geschwindigkeitsbestimmung durchgeführt werden konnte. Die Geschwindigkeitsprofile der beiden Kerne sind in Abb. 7.4 wiedergegeben.

Der Empfängerabstand betrug diesmal 50 mm. Um eine genügende Genauigkeit der Geschwindigkeitswerte zu erzielen, wurden nicht benachbarte, sondern 100 mm auseinander liegende Spuren kreuzkorreliert (vgl. Kap. 6.2.). Die einzelnen Geschwindigkeitsintervalle überlappen sich entsprechend.

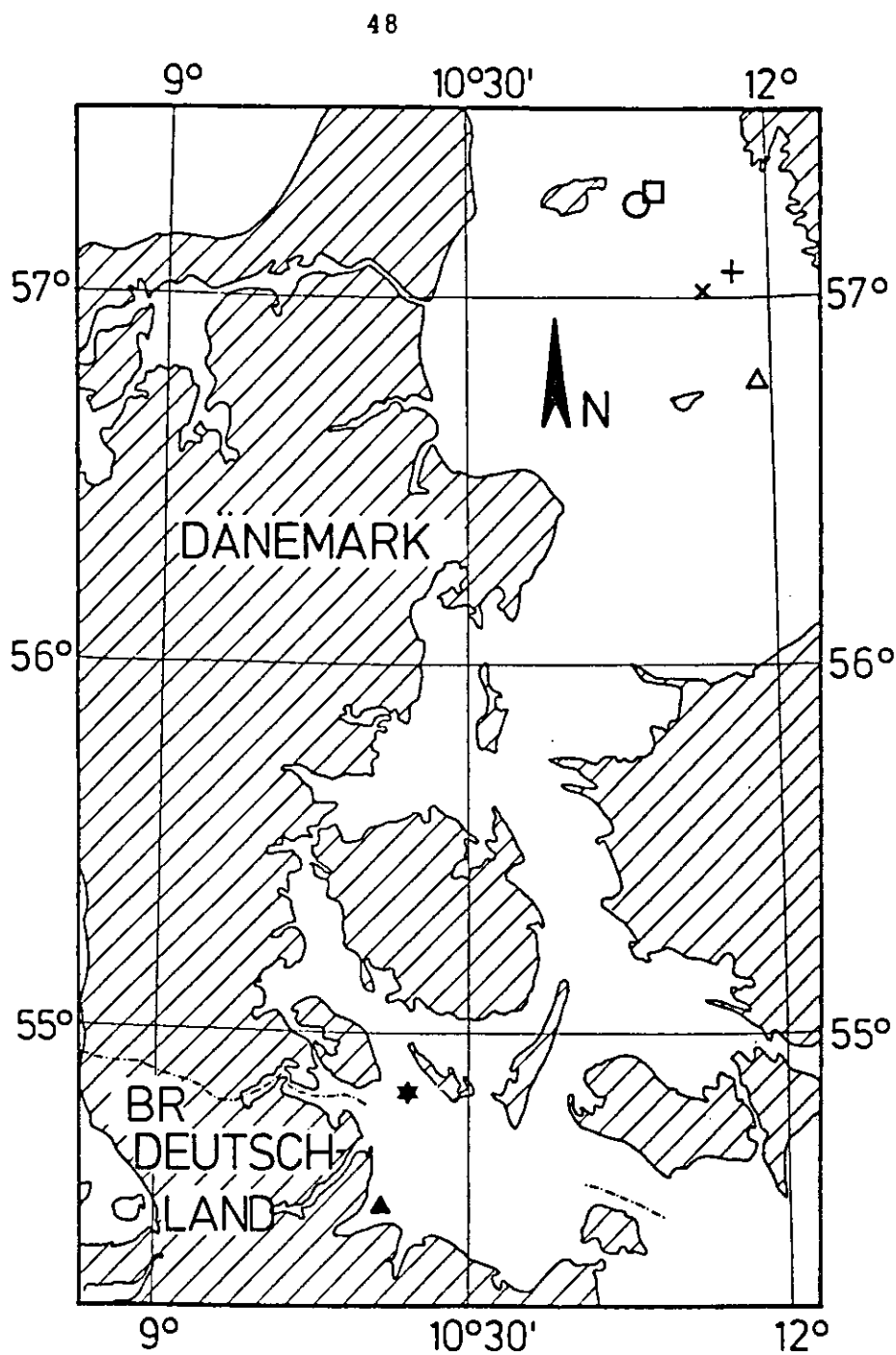


Abb. 7.3: Seegebiet Westliche Ostsee und Kattegat (einfache konische Projektion) mit Lokation der Kastenlotentnahmen.

Es bedeuten: ★: O I ▲: O II ◻: O III
 ○: O IV Δ: O V +: O VI
 x: O VII

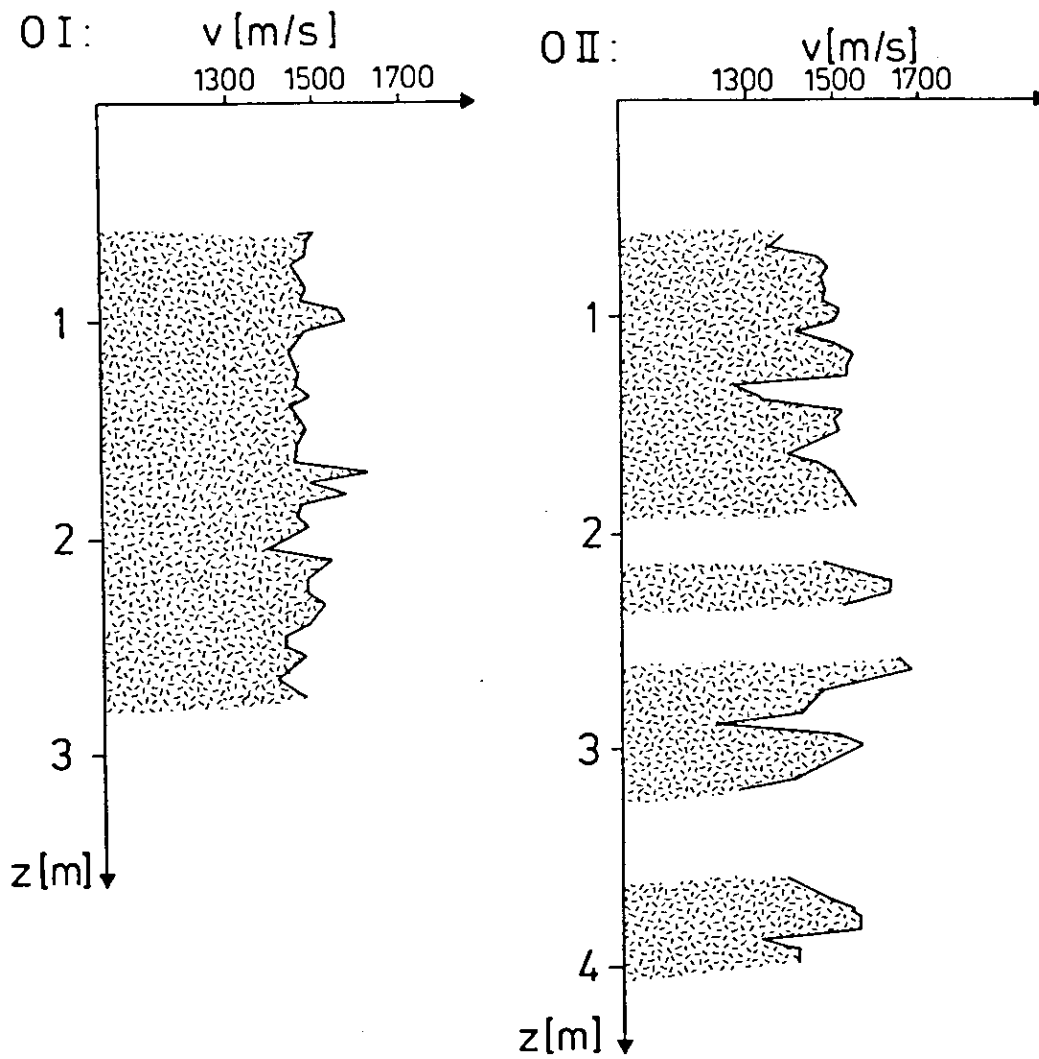


Abb. 7.4: Geschwindigkeitsprofile der Kerne
14951-1 (O I) und 14952-1 (O II).

Am Kern 14951-1 sind nur geringe Geschwindigkeitschwankungen festzustellen. Die mittlere Geschwindigkeit über die gesamte Profillänge beträgt ca. 1465 m/s.

Der Kern 14952-1 aus dem Stoller Grund weist dagegen eine höhere mittlere Geschwindigkeit von ca. 1500 m/s - 1520 m/s auf.

Durch die Lücken und das wiederholte Auftreten von zu niedrigen, also unrealistischen, Geschwindigkeitswerten kann die mittlere Geschwindigkeit dieses Kernes nicht mit großer Genauigkeit bestimmt werden. Im Bereich von 2.60 m - 2.70 m Teufe besitzt das Geschwindigkeitsprofil mit 1680 m/s ein Maximum. Die niedrigen Geschwindigkeitswerte bei 1.32 m, 2.88 m, 3.18 m und 3.88 m Teufe sind wieder auf Gasbildung im Porenraum oder kleine Risse zurückzuführen.

Die mittlere Geschwindigkeit des Kernes 14952-1 ist um ca. 35 m/s - 55 m/s höher als die des Kernes 14951-1. Ein Großteil dieser Differenz kann mit der Temperaturabhängigkeit der P-Wellengeschwindigkeit (vgl. 3.3.) erklärt werden. Beide Kerne wurden mit einem zeitlichen Abstand von 2.5 Stunden gezogen. Während der Kern 14951-1 direkt im Anschluß an die Entnahme geöffnet und durchschallt wurde, lag der Kern 14952-1 erst länger als einen Tag auf dem Achterdeck, bevor er bearbeitet wurde. Durch die sommerlichen Temperaturen konnte sich das Sediment trotz niedriger Wärmeleitung wahrscheinlich deutlich erwärmen. Bei einer geschätzten Temperaturdifferenz von 12° C ergibt sich nach Shumway (1958) eine Geschwindigkeitserhöhung von ca. 27 m/s. Die verbleibende Geschwindigkeitsdifferenz von ca. 8 m/s - 28 m/s kann mit einer etwas erhöhten Kompaktion des Sediments vom Kern 14952-1 erklärt werden. Hinweise auf eine er-

höhte Kompaktion ergeben sich aus dem Verlauf der Scherfestigkeit. Beim Kern 14952-1 ist die Scherfestigkeit höher als die entsprechende Sedimentauflast, was möglicherweise auf eine vorrangegangene Erosion im Bereich der Kernlokation zurückzuführen ist.

7.3 Seegebiet Kattegat

Die umfangreichsten Meßreihen liegen von Kernen aus dem Kattegat vor. Auf den Ausfahrten Poseidon 139/1 und Poseidon 144 wurden insgesamt fünf Kastenlote im Bereich der Kattegatrinne gezogen. Die Koordinaten der Entnahmepositionen sind bereits in Tab. 7.2 wiedergegeben. In Abb. 7.3 sind die Entnahmepositionen außerdem dargestellt.

An den Kernen 14956-2 und 14958-2 konnten nur wenige P-Wellen-Messungen durchgeführt werden, weil das Sediment überwiegend gashaltig war. Lange P-Wellenprofile konnten an den übrigen drei Kernen gemessen werden. Wie auch bei den Kernen aus der Westlichen Ostsee traten keine nennenswerten Beschädigungen des Sediments auf.

An den Kernen 14956-2, 14957-3 und 14958-2 konnten zusätzlich Messungen mit Scherwellen durchgeführt werden. So liegen von den Kernen 14956-2 und 14958-2 zwar kaum P-Wellengeschwindigkeiten, dafür aber ausführliche S-Wellengeschwindigkeitsprofile vor. Vom Kern 14957-3 liegen über mehrere Kernmeter Geschwindigkeitsprofile sowohl von P- als auch von Scherwellen vor.

Der Meßpunktabstand beträgt wie bei den Kernen aus der westlichen Ostsee 50 mm. Die Korrelationsintervalle wurden wiederum zu 100 mm gewählt.

Zusätzlich zu den Durchschallungsmessungen wurden an den Kernen 14956-2, 14957-3 und 14958-2 Temperatur-

messungen durchgeführt, um die Erwärmung des Sediments im Kernlabor abschätzen zu können.

Unter Hinzuziehung der Dichtewerte können am Kern 14957-3 die Lamé'schen Konstanten λ und μ direkt aus den P- und S- Wellengeschwindigkeiten bestimmt werden (Gl. 3.1, 3.2). Bei den Kernen 14956-2 und 14957-3 ist dies nur an wenigen Meßpunkten möglich. Auch der Schermodul μ alleine (Gl. 3.2) kann nicht an allen Meßpunkten bestimmt werden, weil aufgrund der Druckentlastung beim gashaltigen Sediment die Sedimentstruktur beschädigt wurde und deshalb keine genügend genaue Bestimmung der Dichte möglich war.

Die Dichtewerte sowie alle weiteren geotechnischen Parameter wurden freundlicherweise von Dr. F. C. Kögler zur Verfügung gestellt.

An Kernen, wo keine Scherwellengeschwindigkeit gemessen werden konnte, kann die Lamé-Konstante λ nach Gl. 3.1. aus der P-Wellengeschwindigkeit bestimmt werden. Der Schermodul ist sehr viel kleiner als der Kompressionsmodul und kann vernachlässigt werden, wenn die Scherwellengeschwindigkeit an diesen Kernen nicht wesentlich höher ist als die gemessenen Werte der anderen Kerne. Diese Annahme ist berechtigt, weil alle Kerne aus dem Kattegat untereinander keine wesentlichen Unterschiede in den sedimentphysikalischen Parametern aufweisen. Setzt man Gl. 3.2 in Gl. 3.1 ein, so kann man abschätzen, daß bei einer Scherwellengeschwindigkeit unter 47 m/s und einer P-Wellengeschwindigkeit um 1500 m/s die Ungenauigkeit der λ -Bestimmung kleiner als ein % ist.

$$v_p = \sqrt{\lambda / \rho + 2 v_s^2} \quad 7.1$$

7.3.1. P-Wellen

In den folgenden Abbildungen 7.5a bis 7.5c sind die P-Wellengeschwindigkeit, die P-Wellenimpedanz, die Lamé-Konstante λ , die Dichte und die Porosität der Kerne 14953-1, 14954-1 und 14957-3 dargestellt. Die P-Wellengeschwindigkeiten bewegen sich bei allen diesen Kernen fast ausschließlich im Bereich zwischen 1400 m/s und 1540 m/s. Einige sehr niedrige Werte unter 1400 m/s sind wahrscheinlich wieder auf Gasbildung bzw. Risse zurückzuführen. Bedingt durch die geringen Variationen der P-Wellengeschwindigkeit läßt sich anhand der Abbildungen keine direkte Korrelation zu der Porosität bzw. Dichte erkennen. Die Porosität nimmt wegen der zunehmenden Kompaktion mit der Teufe leicht ab, bewegt sich aber in Größenordnungen, die kaum eine merkliche Änderung der Geschwindigkeit bewirken können. Nur beim Kern 14953-1, Teufe 4.10 m ist eine Geschwindigkeitserhöhung bei gleichzeitiger Abnahme der Porosität zu erkennen. Beim Kern 14954-1, Teufe 4.45 m erhöht sich die Geschwindigkeit auf ca. 1600 m/s, ohne daß eine deutliche Erhöhung der Dichte bzw. Erniedrigung der Porosität zu erkennen ist. Die Kurven der P-Wellenimpedanz und der Lamé-Konstanten spiegeln kurzweilig den Verlauf der P-Wellengeschwindigkeit wider und folgen langweilig dem Trend der Dichte zu höheren Werten mit zunehmender Teufe.

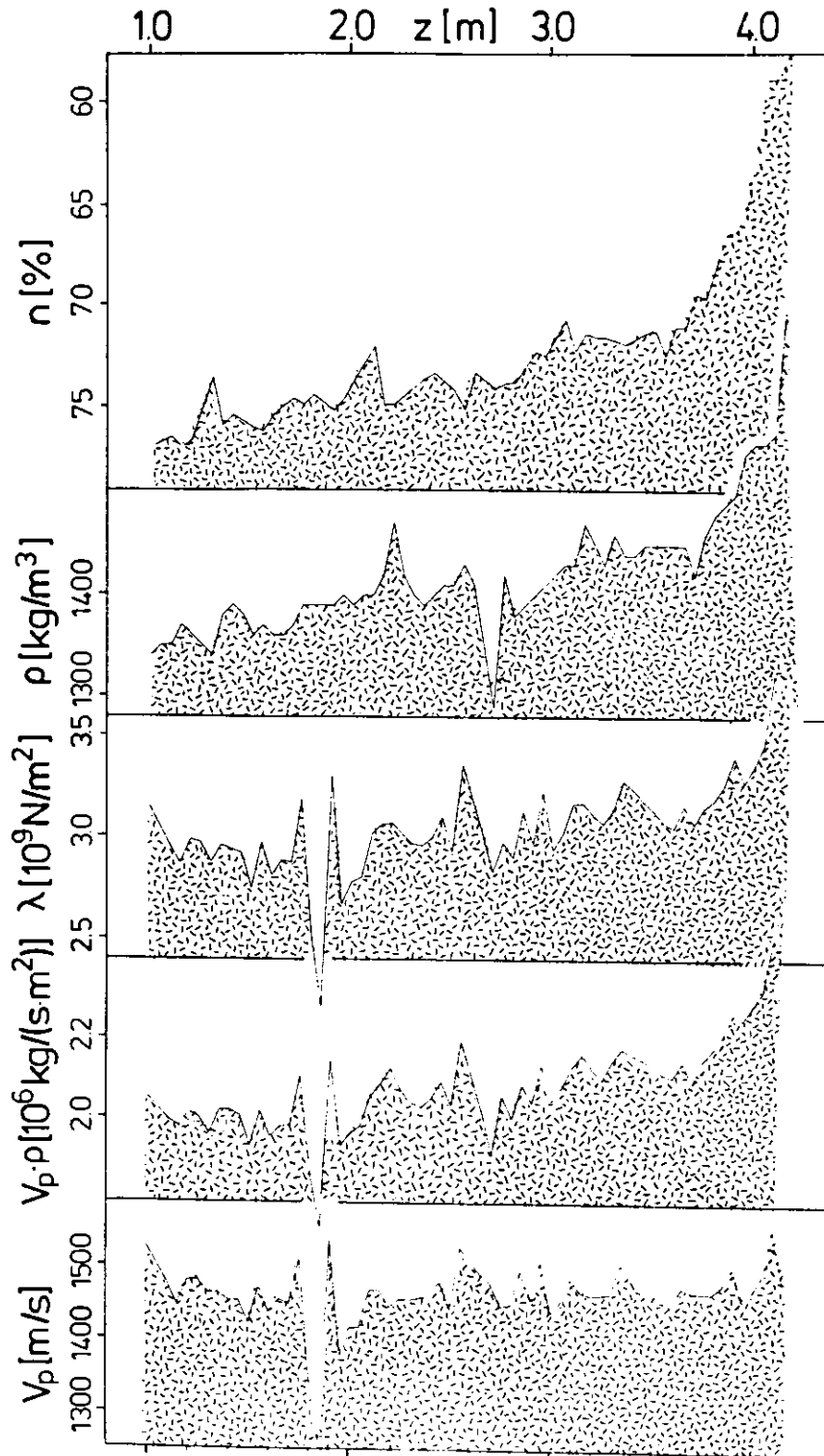


Abb. 7.5a: P-Wellengeschwindigkeit, P-Wellenimpedanz, Lamé-Konstante λ , Dichte und Porosität des Kernes 14953-1

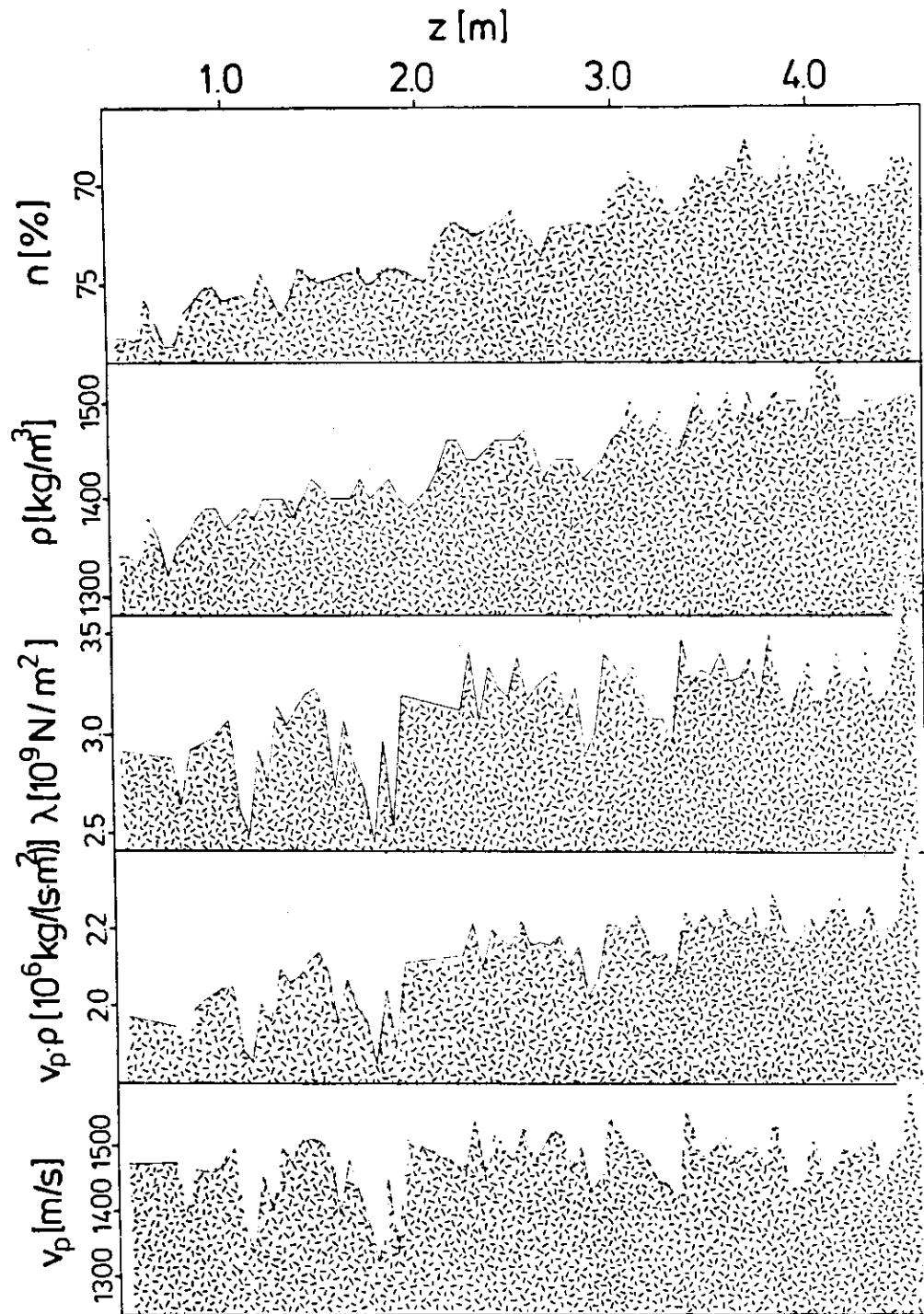


Abb. 7.5b: P-Wellengeschwindigkeit, P-Wellenimpedanz, Lamé-Konstante λ , Dichte und Porosität des Kernes 14954-1

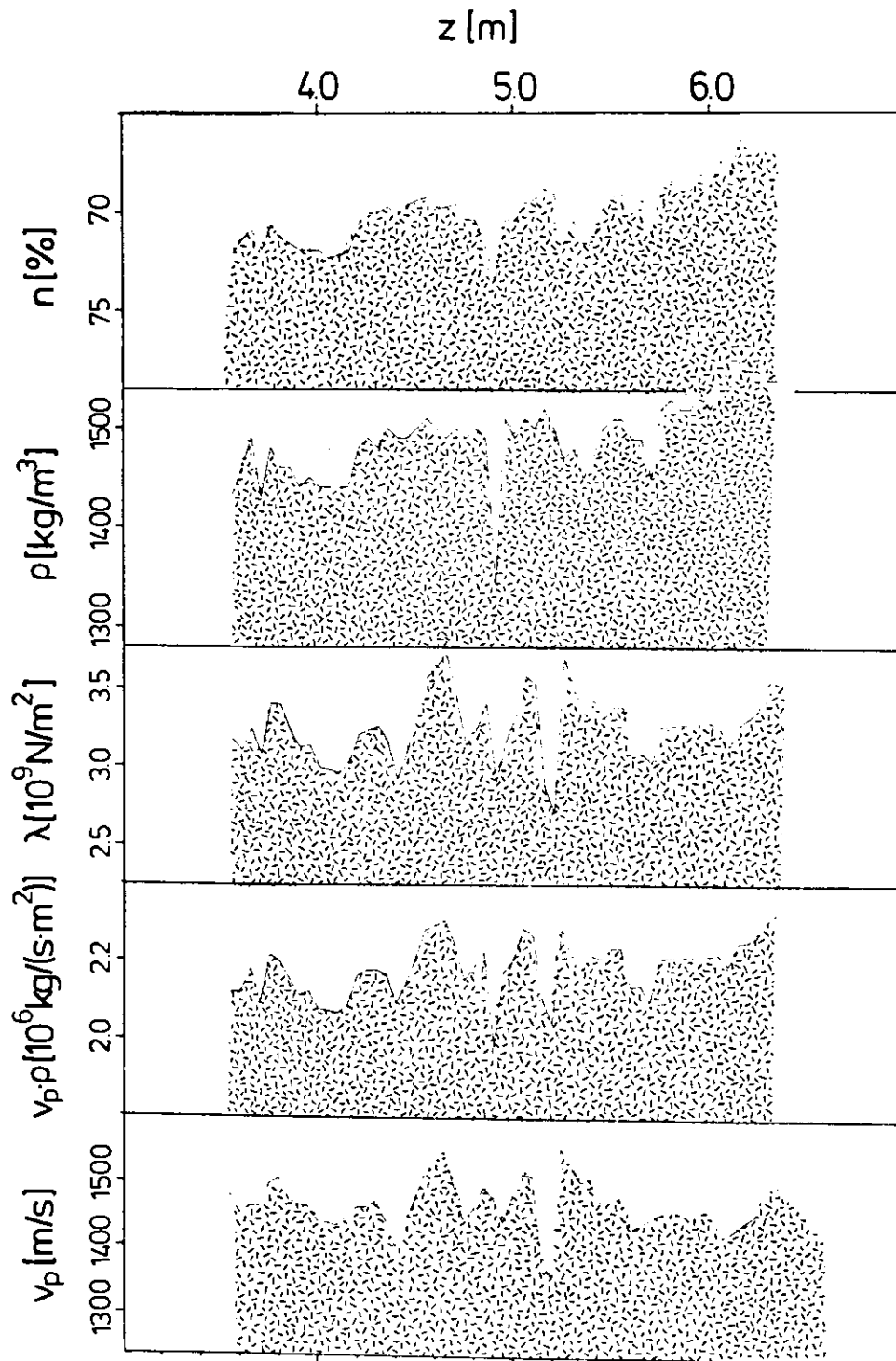


Abb. 7.5c: P-Wellengeschwindigkeit, P-Wellenimpedanz, Lamé-Konstante λ , Dichte und Porosität des Kernes 14957-3

7.3.2. Scherwellen

Auf der Poseidon-Expedition 144 im Februar 1988 gelang es zum ersten Mal, mit der entwickelten Apparatur auch Scherwellen zu erzeugen und aufzuzeichnen. Es wurden Teilprofile mit einer Länge von 0.5 bis 0.8 Metern aufgezeichnet. Die einzelnen Teilprofile überlappen sich an ihren Anfangs- und Endpunkten, um eine lückenlose Bestimmung der Scherwellengeschwindigkeit zu ermöglichen. Der Meßpunktabstand beträgt wie bei den Messungen mit P-Wellen 50 mm. In den Abbildungen 7.6a-7.6e sind die Seismogrammontagen der Kerne 14956-2, 14957-3 und 14958-2 dargestellt. Die Seismogramme sind alle mit einer Geschwindigkeit von 30 m/s reduziert. Aus den Abbildungen ist zu erkennen, daß die Steigung der Laufzeitkurve und damit die Geschwindigkeit stärkeren Schwankungen unterlegen ist. So kann direkt anhand der Laufzeitkurven festgestellt werden, daß die Scherwellengeschwindigkeit bei geringeren Teufen niedriger als die Reduktionsgeschwindigkeit von 30 m/s ist und daß die Geschwindigkeit mit der Teufe auf höhere Werte als 30 m/s ansteigt.

Um die Scherwellengeschwindigkeit möglichst genau zu bestimmen, wurden die Laufzeitdifferenzen auch hier mit dem Kreuzkorrelationsverfahren bestimmt. Es wurden benachbarte Spuren mit einem Meßpunktabstand von 50 mm zur Geschwindigkeitsbestimmung gewählt, um eine möglichst hohe räumliche Auflösung zu erreichen.

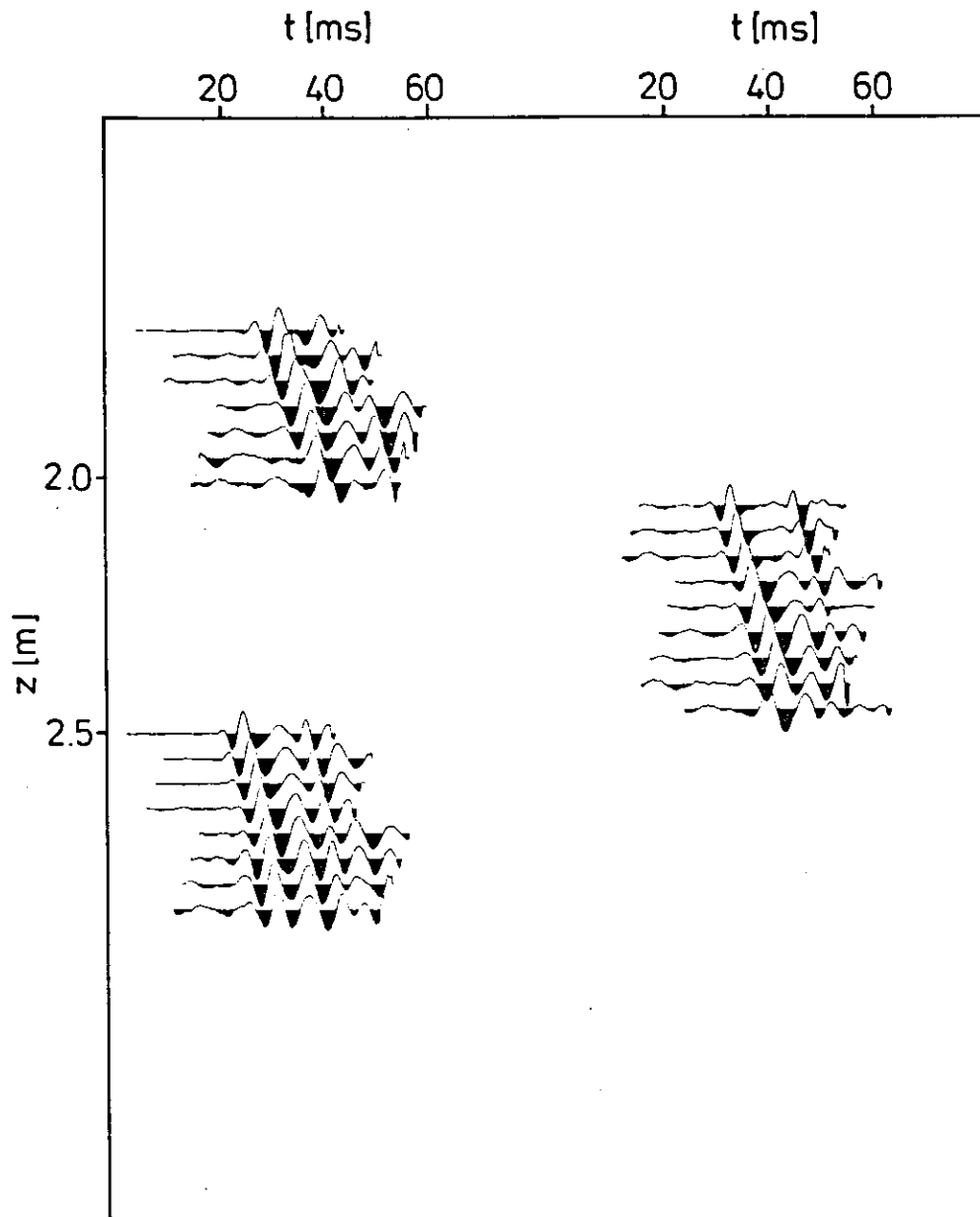


Abb. 7.6a: Seismogrammontage der Scherwellenregistrierungen am Kern 14956-2
Reduktionsgeschwindigkeit: 30 m/s

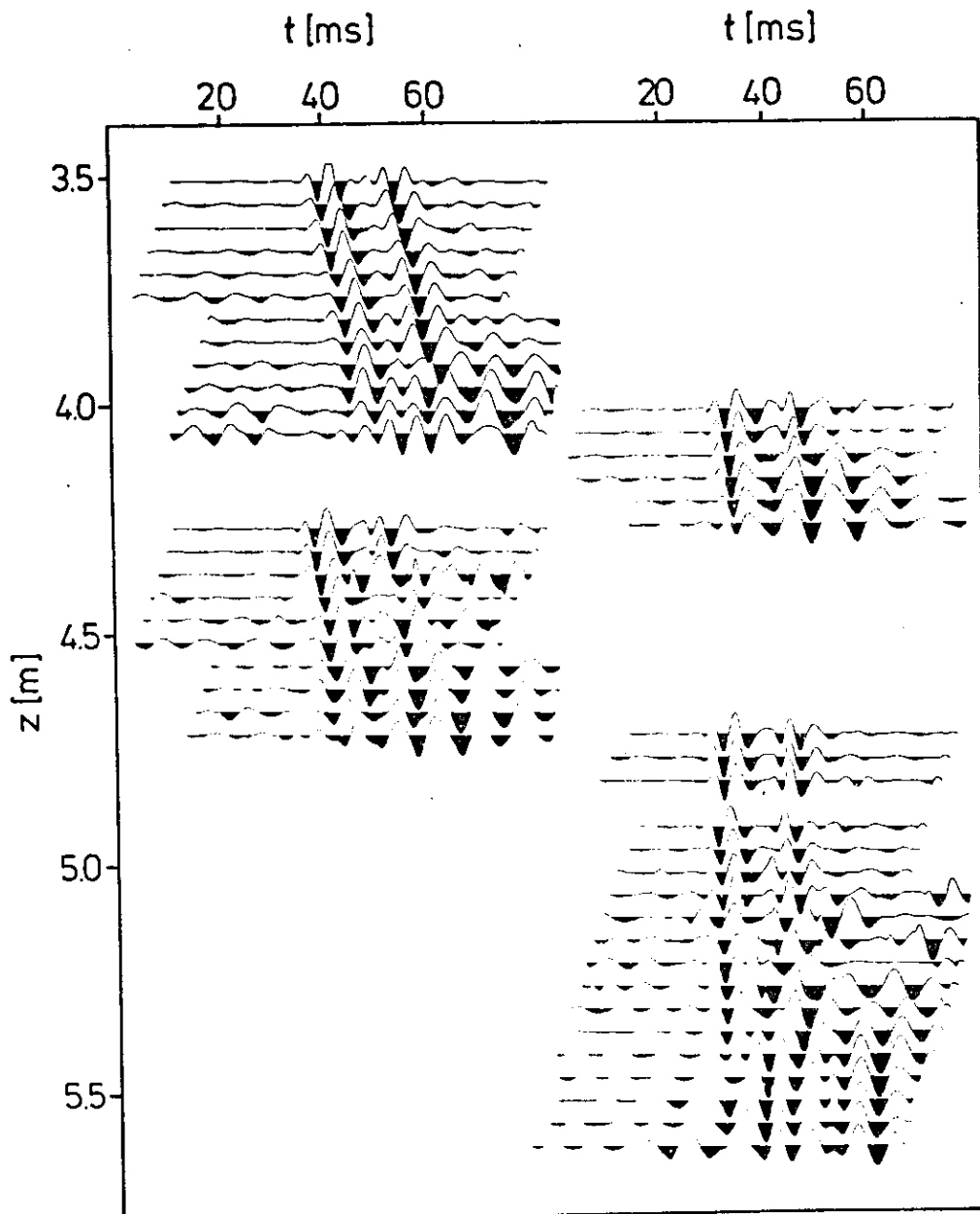


Abb. 7.6b: Seismogrammontage der Scherwellenregistrierungen am Kern 14957-3
 Reduktionsgeschwindigkeit: 30 m/s

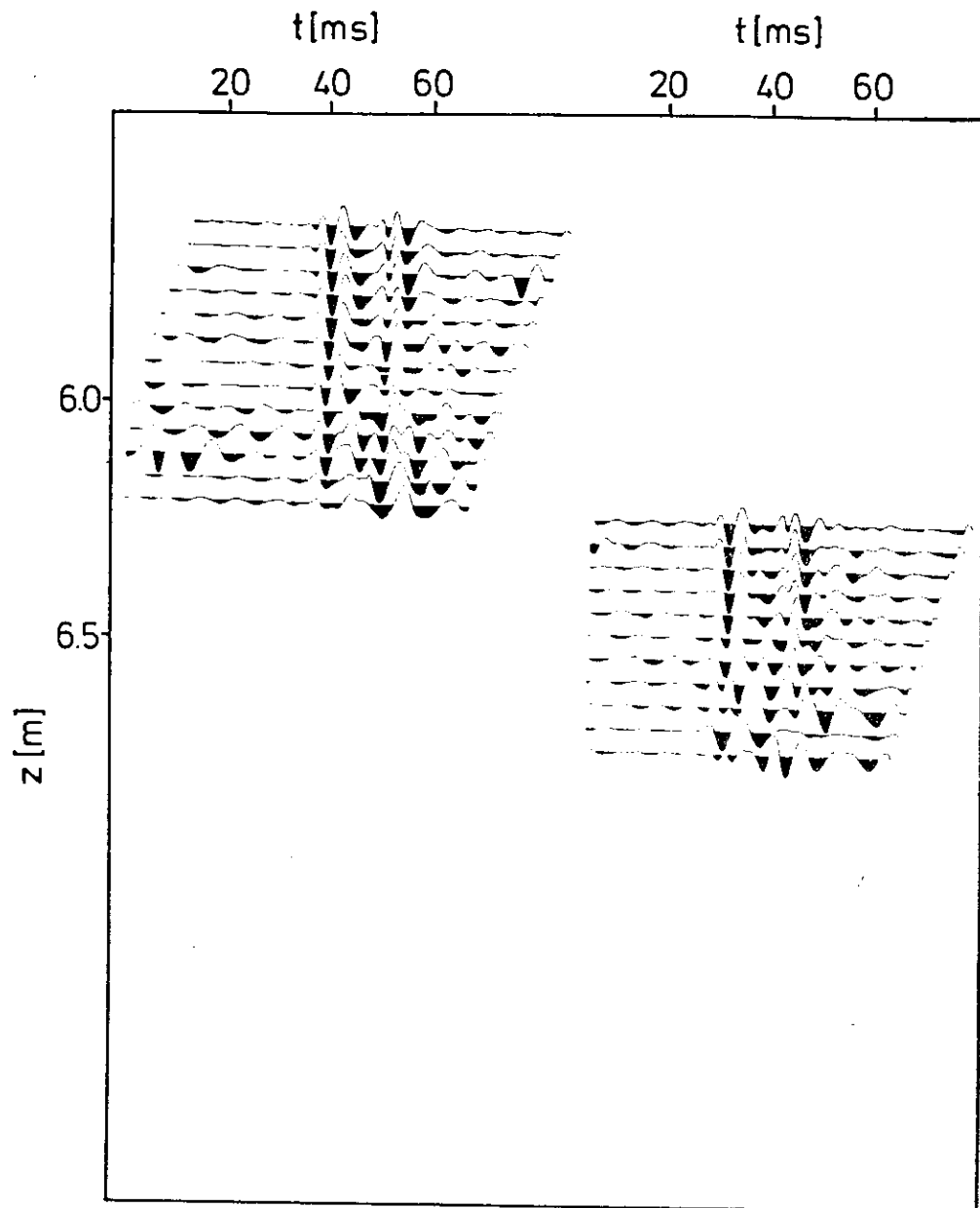


Abb. 7.6c: Seismogrammontage der Scherwellenregistrierungen am Kern 14957-7
Reduktionsgeschwindigkeit: 30 m/s

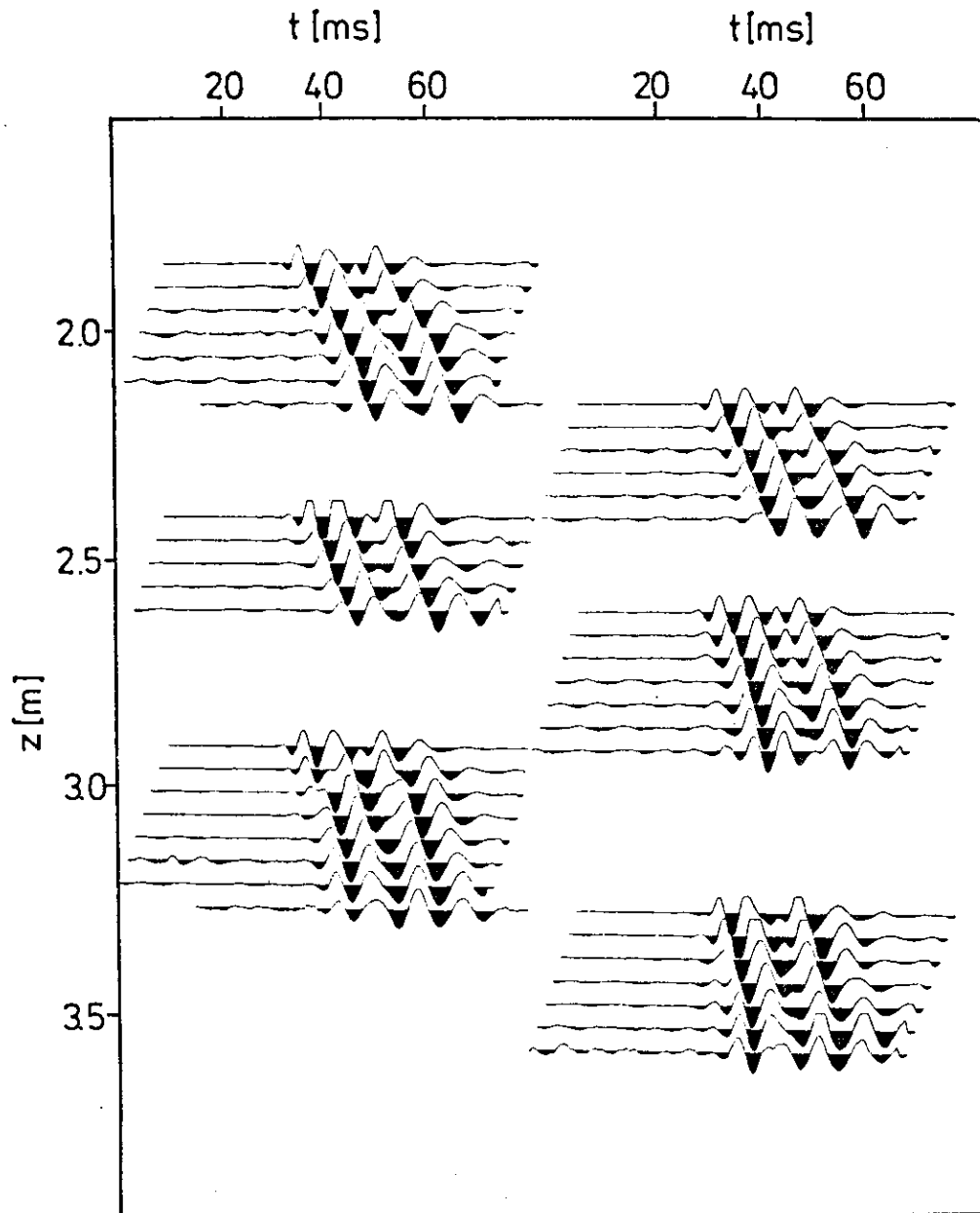


Abb. 7.6d: Seismogrammontage der Scherwellenregistrierungen am Kern 14958-2
 Reduktionsgeschwindigkeit: 30 m/s

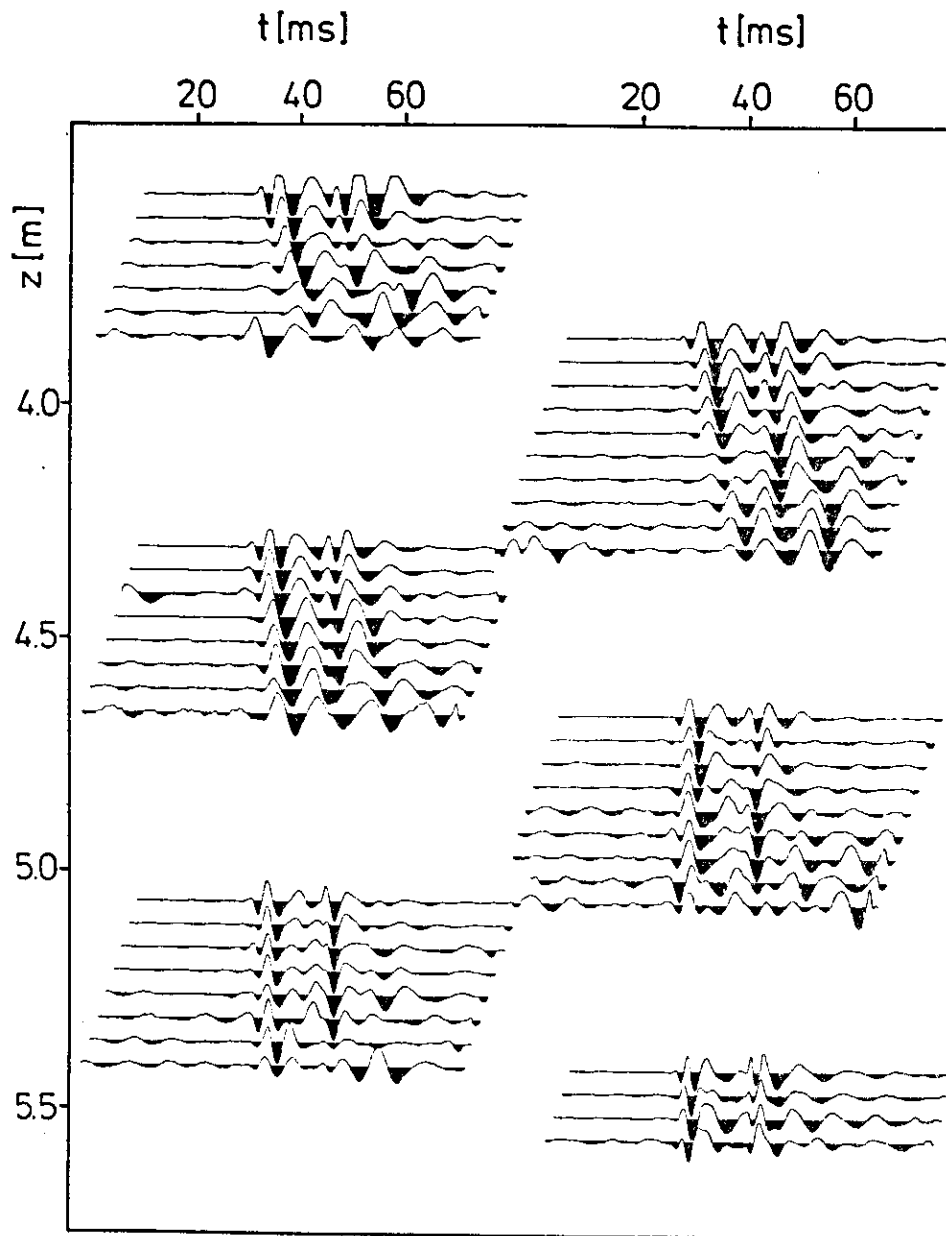


Abb. 7.6e: Seismogrammontage der Scherwellenregistrierungen am Kern 14958-2
 Reduktionsgeschwindigkeit: 30 m/s

In den Abbildungen 7.7a und 7.7b sind die Scherwellengeschwindigkeit, die Scherwellenimpedanz, der Schermodul μ und die Scherfestigkeit der Kerne 14957-3 und 14958-2 aufgetragen.

Wie in Kap.7.3 bereits erwähnt wurde, liegen wegen des Gasgehaltes des Sediments die geotechnischen Parameter und die P-Wellengeschwindigkeit nicht für alle Kernabschnitte vor. Die Ausbreitung der Scherwellen wurde dagegen nicht merklich beeinträchtigt, nur konnten für die gashaltigen Abschnitte nicht der Schermodul und die Scherwellenimpedanz berechnet werden. An den Übergängen gasfrei/gashaltig zeigt sich keine Änderung der Scherwellengeschwindigkeit, die auf den Gasgehalt und einer eventuell damit verbundenen Entkopplung des Porenwassers von der Matrix (Gl. 3.13, 3.14) zurückzuführen wäre. Der Übergang von gasfreiem zu gashaltigem Sediment ist in den Abbildungen 7.7a,b durch das Ende der Meßkurven der geotechnischen Parameter und der Kurven des Schermoduls und der Scherwellenimpedanz gekennzeichnet.

In den Abbildungen 7.7a und 7.7b ist zu erkennen, daß die Scherwellengeschwindigkeit und die Scherfestigkeit stärkeren Schwankungen unterliegen, die zum größten Teil für beide Größen übereinstimmen. Auch eine deutliche Zunahme dieser beiden Größen mit der Teufe ist zu erkennen. Der Verlauf der Scherwellenimpedanz und des Schermoduls hängt stark vom Verlauf der Scherwellengeschwindigkeit ab, weil der Verlauf der Dichte wesentlich geringeren Schwankungen unterliegt. Nur der langwellige Trend der Zunahme der Scherfestigkeit und der Scherwellengeschwindigkeit mit der Teufe wird zusätzlich durch die Zunahme der Dichte verstärkt.

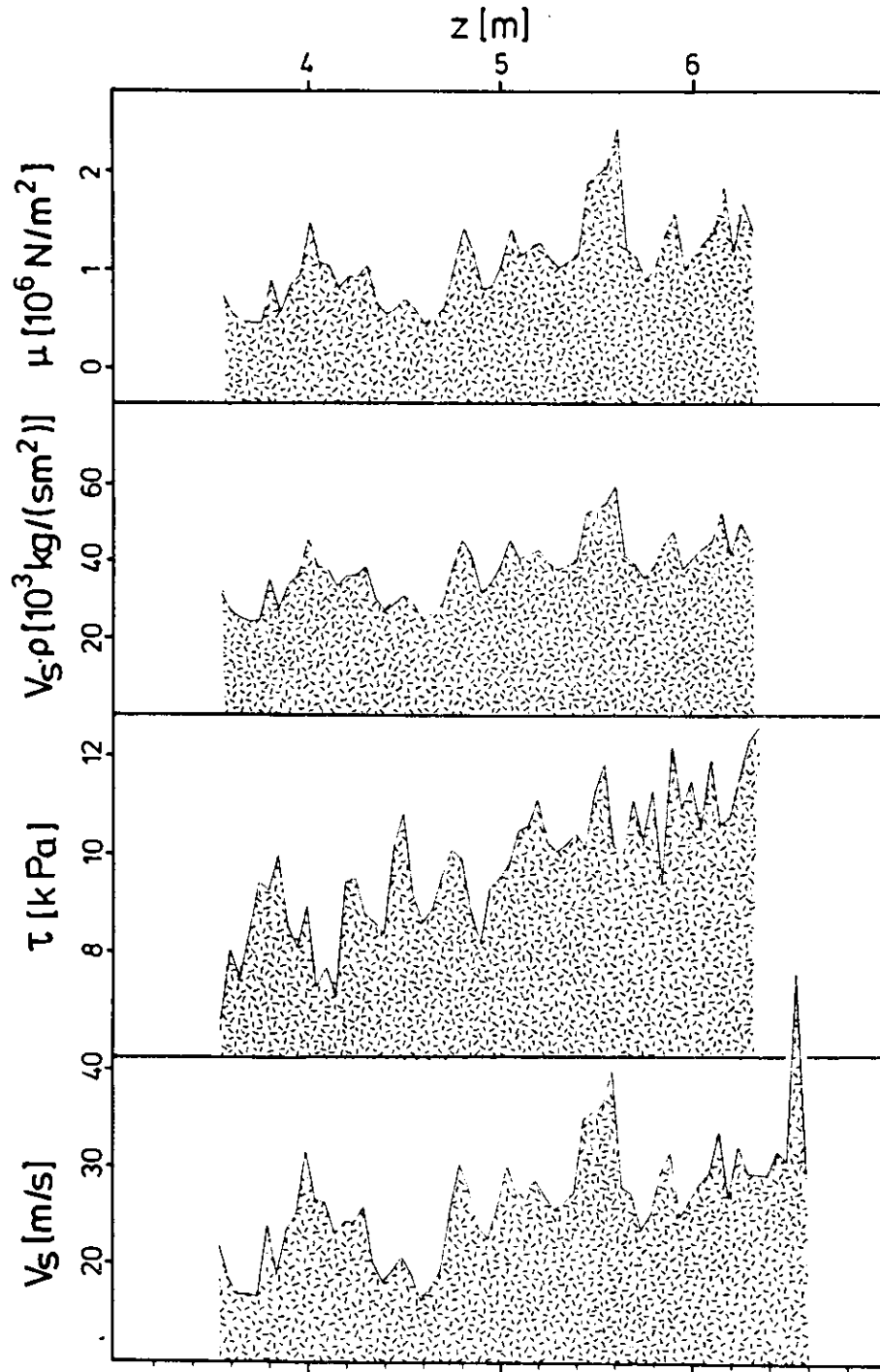


Abb. 7.7a: Scherwellengeschwindigkeit, Scherfestigkeit, Scherwellenimpedanz und Schermodul des Kernes 14957-3.

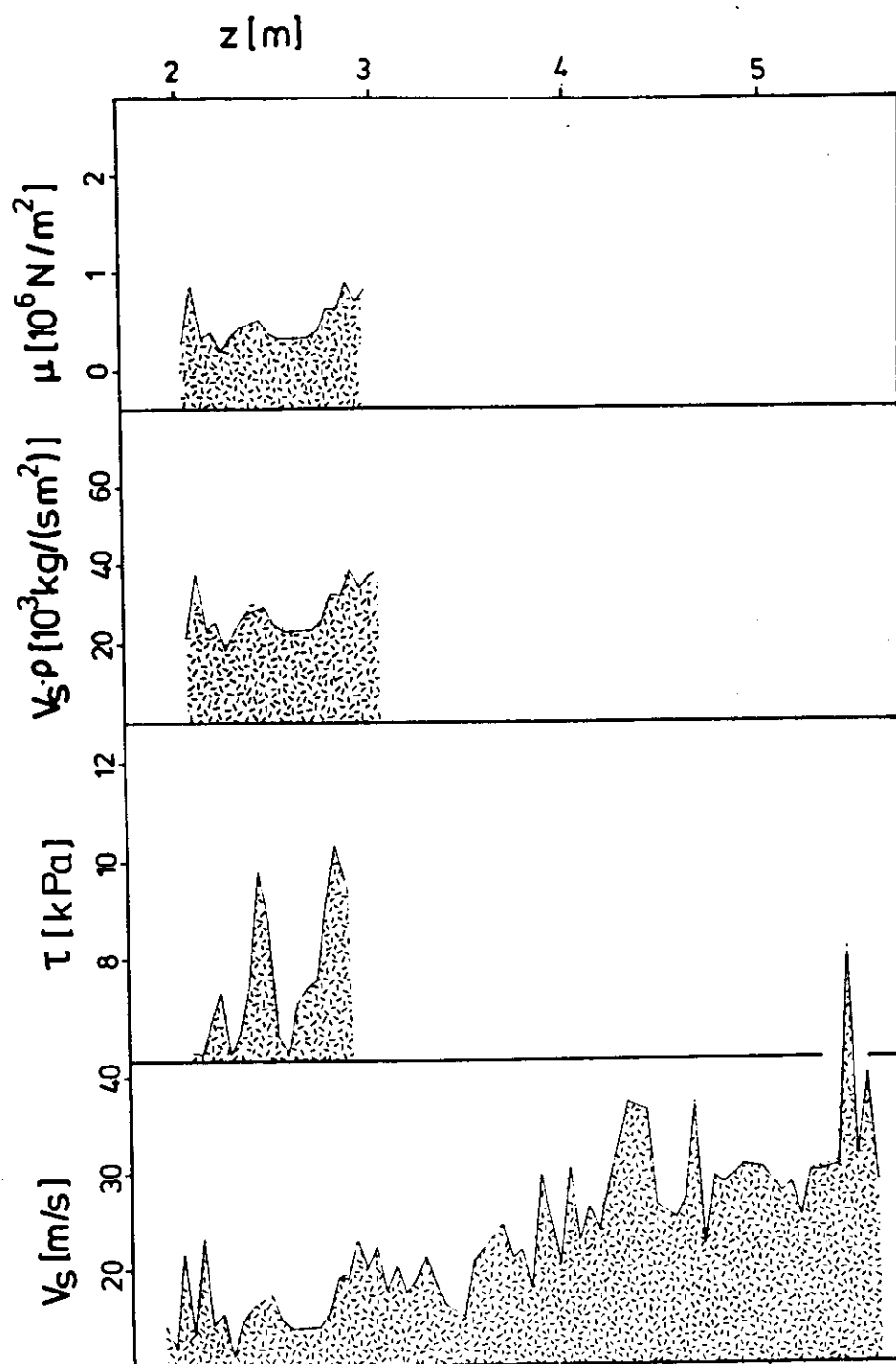


Abb. 7.7b: Scherwellengeschwindigkeit, Scherfestigkeit, Scherwellenimpedanz und Schermodul des Kernes 14958-2.

8. Korrelation mit sedimentologischen Parametern

8.1. Seegebiet Norwegisch-Grönländische See

Bei der Mehrheit der gewonnenen Meßdaten aus der Norwegisch-Grönländischen See (Kap. 7.1.) ergibt sich eine zufriedenstellende lineare Korrelation zwischen der P-Wellengeschwindigkeit und dem Sandgehalt ($> 63 \mu$). Die in Kapitel 7.1. genannten Ungenauigkeiten im Skalenabgleich führen bei den Kernen 23055-3 und 23071-3 zu Unsicherheiten in der Interpretation. In Abb.8.1 sind für die 6 Kerne aus der Norwegisch-Grönländischen See die P-Wellengeschwindigkeiten über den prozentualen Sandgehalt aufgetragen. Die Gleichungen der einzelnen Regressionsgeraden und die entsprechenden Korrelationskoeffizienten sind in Tabelle 8.1 aufgeführt.

$v_p = 1405 + 8.4 \text{ Sandgehalt}$	$R = 0.52$	(23055-3)
$v_p = 1056 + 30.5 \text{ Sandgehalt}$	$R = 0.83$	(23059-3)
$v_p = 1295 + 13.6 \text{ Sandgehalt}$	$R = 0.62$	(23062-1)
$v_p = 1266 + 13.6 \text{ Sandgehalt}$	$R = 0.80$	(23065-3)
$v_p = 1285 + 14.2 \text{ Sandgehalt}$	$R = 0.85$	(23068-3)
$v_p = 698 + 49.7 \text{ Sandgehalt}$	$R = 0.15$	(23071-3)

Tabelle 8.1: Gleichungen der Regressionsgeraden P-Wellengeschwindigkeit/Sandgehalt der Kerne aus der Norwegisch-Grönländischen See: v_p in m/s; Sandgehalt in % .

Beinahe identische Korrelationsgeraden der Kerne 23059-3, 23062-1 und 23065-3 deuten auf vergleichbare Sedimentationsbedingungen im Bereich dieser Kernlokalisationen hin. Abweichend hierzu ergibt sich für den Kern 23059-3 eine deutlich steilere Regressionsgerade. Dieser Unterschied kann auf abweichende Ablage-

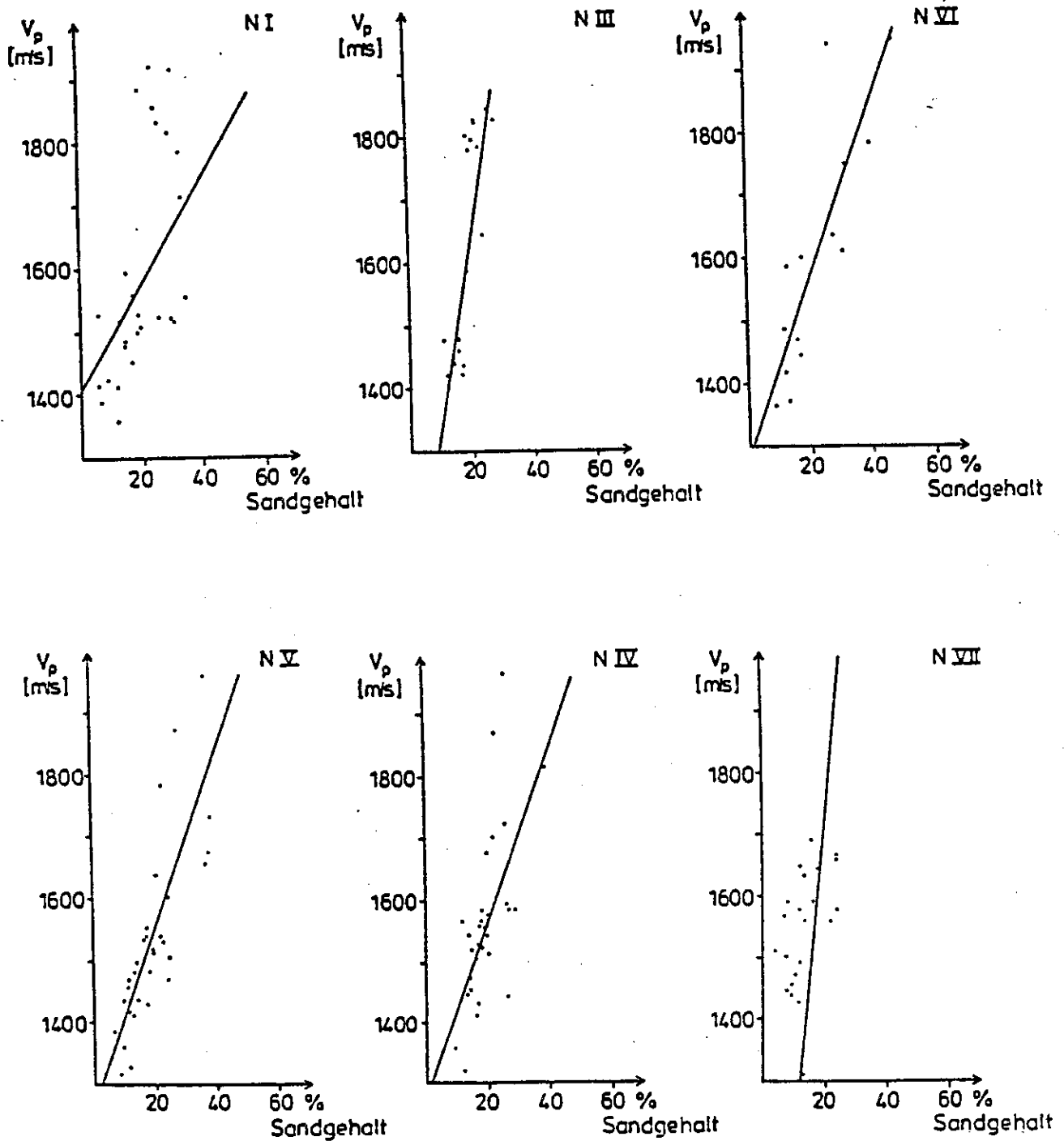


Abb. 8.1: P-Wellengeschwindigkeit gegen Sandgehalt der Kerne aus der Norwegisch-Grönländischen See mit Regressionsgeraden.

rungsbedingungen im Bereich dieser Lokation zurückzuführen sein.

Starke Streuungen der Daten von den Kernen 23055-3 und 23071-3, die zu geringen Korrelationskoeffizienten führen, können wiederum ein Indiz für unterschiedliche Sedimentationsbedingungen sein. Die geringe Korrelation kann aber auch durch die in Kapitel 7.1. genannten Unsicherheiten im Skalenabgleich verursacht sein, wodurch die Aussagekraft der Korrelationsergebnisse an diesen Kernen nicht besonders hoch ist.

Ein Vergleich der Geschwindigkeitswerte und der entsprechenden Porosität mit der Beziehung von Nafe und Drake (1957) ist in Abbildung 8.2 dargestellt.

Die durchgezogenen Linien in Abb. 8.2 sind die nach Nafe und Drake (1957) berechneten Werte für Verfestigungsfaktoren n^* zwischen drei und sechs. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde die Datenmenge auf zwei Abbildungen verteilt. Aus Abb. 8.2 geht hervor, daß die meisten Geschwindigkeitswerte mit den nach Nafe und Drake berechneten übereinstimmen. Einige Geschwindigkeitswerte sind allerdings höher. Die Ursache dieser unerwartet hohen Geschwindigkeiten liegt wahrscheinlich in einer erhöhten Verfestigung durch frühdiagenetische Zementation (Kassens und Sarnthein, in press) des Sediments, die neben einer Erhöhung der Scherfestigkeit und des dynamischen Schermoduls (vgl. Kap. 9.) zu einer Erhöhung des Kompressionsmoduls der Matrix k_z (vgl. Gl. 3.7) führt. Diagenetische Veränderungen wurden mit Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen ungestörter Proben des Kernes 23055 (N 1) festgestellt (Kassens, 1987). Für diese frühdiagenetischen Veränderungen müssen besonders günstige Bedingungen angenommen werden, wie sie durch extreme hydrographische und klimatische Schwankungen während des

Abschmelzens der großen Eiskappen in den Spätglazialen entstanden sein können (Kassens, 1987).

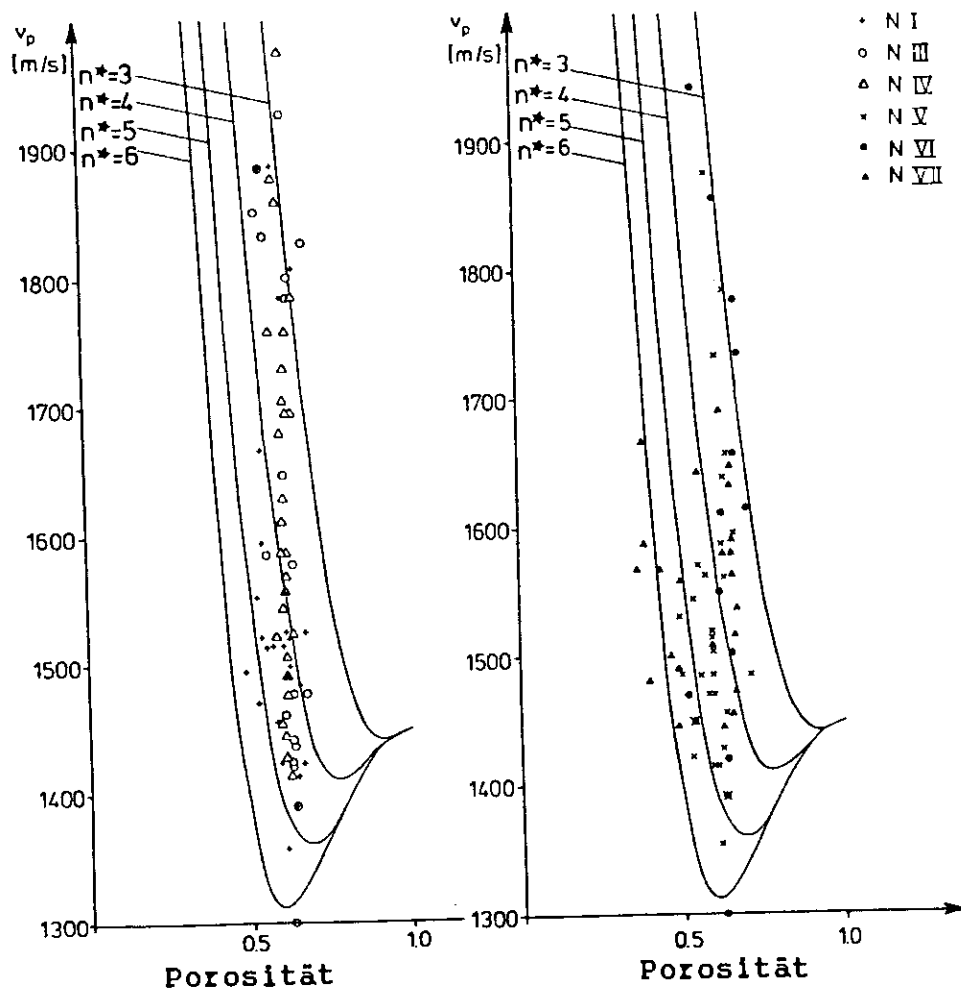


Abb. 8.2: P-Wellengeschwindigkeit gegen Porosität im Vergleich mit berechneten Werten nach Nafe und Drake (1957).

n^* = Verfestigungsparameter

8.2. Seegebiet Kattegat

Wie in Kapitel 7.3 deutlich wurde, ist aufgrund der geringen Variationen der Porosität kaum eine Korrelation mit der P-Wellengeschwindigkeit zu erkennen. Auch ein Einfluß der Korngrößenverteilung ist nicht wahrscheinlich, weil es sich hier um ein sehr feinkörniges Sediment mit geringem Anteil von Korngrößen über 63 Micrometer handelt. Bedingt durch den sehr geringen Schermodul verhält sich das Sediment bezüglich der Ausbreitung von Kompressionswellen näherungsweise wie eine Suspension. Ein Vergleich mit berechneten Werten nach der Wood-Gleichung (Gl. 3.18) zeigt eine deutliche Übereinstimmung. In Abb. 8.3 ist das Verhältnis der P-Wellengeschwindigkeit des Sediments zu der des Porenwassers über der Porosität aufgetragen. Es wurden alle Werte der fünf Kattegatkerne mit Ausnahme eindeutiger, auf Gasbildung oder Risse zurückzuführender, Ausreißer genommen. Die nach der Wood-Gleichung berechneten Werte sind als durchgezogene Linie dargestellt. Die Geschwindigkeit des Porenwassers wurde nach Dietrich et al. (1975) aus der gemessenen Temperatur (7.5°C) und aus einem Salzgehalt von 35 ‰ zu 1480 m/s bestimmt. Die Höhe des Salzgehaltes wurde ebenfalls nach Dietrich et al. ermittelt. Für die Berechnung der Geschwindigkeit mit der Wood-Gleichung wurde eine Kompressibilität der festen Sedimentbestandteile von $2 \times 10^{-11} \text{ m}^2/\text{N}$ eingesetzt. Dies ist in etwa der Mittelwert der Kompressibilitäten von Quarz und Kalzit (Shumway, 1958). Aus den geotechnischen Parametern wurde eine mittlere Dichte der Mineralpartikel von 2600 kg/m^3 bestimmt. Die Dichte der flüssigen Phase wurde wie die P-Wellengeschwindigkeit aus der gemessenen Temperatur und dem Salzgehalt nach Dietrich et al. (1975) bestimmt.

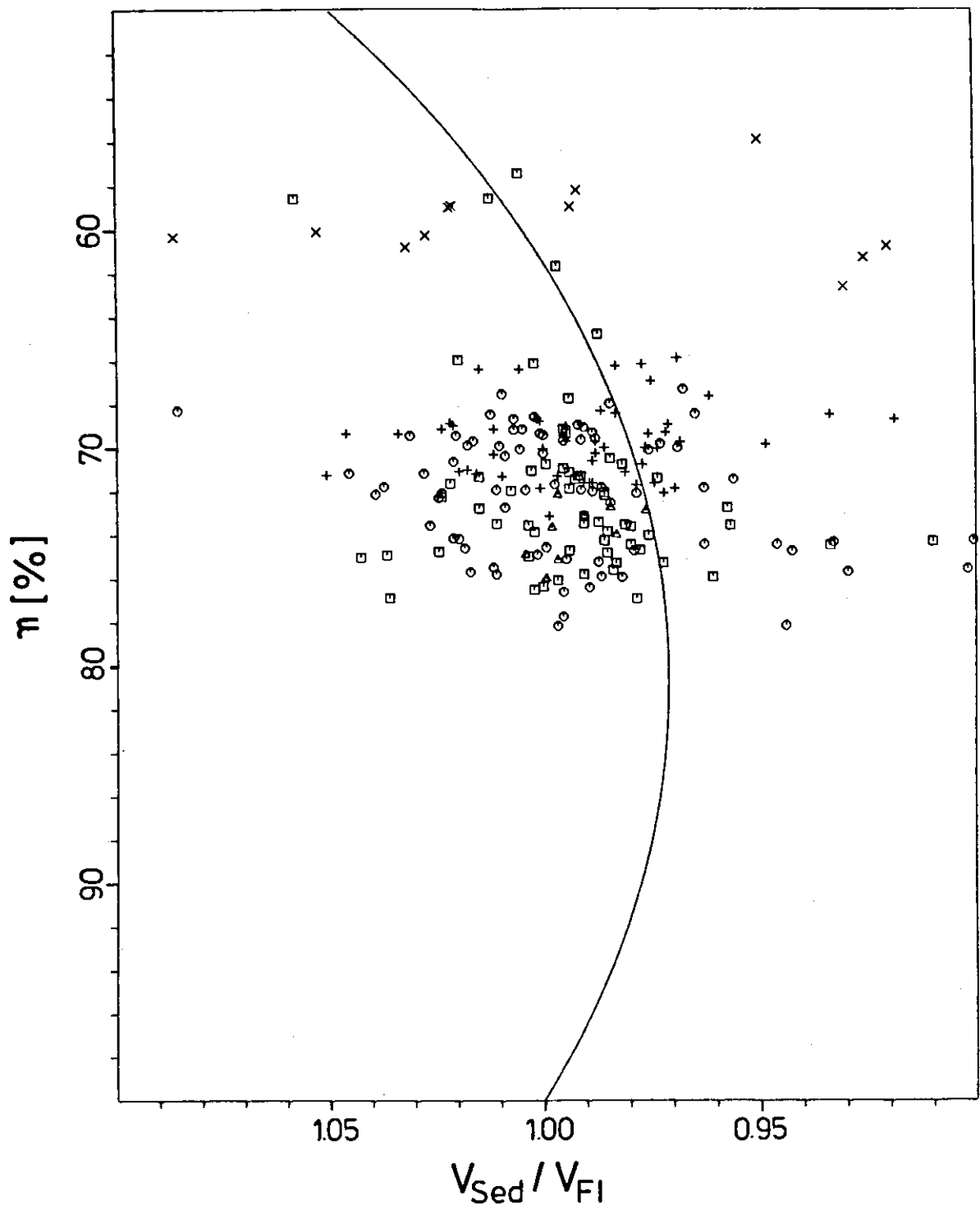


Abb. 8.3: Verhältnis P-Wellengeschwindigkeit des Sediments zur P-Wellengeschwindigkeit des Porenwassers gegen Porosität.

Durchgezogene Linie: Berechnete Werte nach Gl.3.18. (Wood, 1949).

Symbole: vgl. Abb. 7.3



Die Kompressibilität der Flüssigkeit ergibt sich aus den Gleichungen 3.5 und 3.15 .

Die meisten Geschwindigkeitswerte der Kattegatkerne weichen nicht mehr als zwei bis drei Prozent von den nach der Wood-Gleichung (Wood, 1949) berechneten Werten ab. Diese Streuung ist durch die Ungenauigkeit der Geschwindigkeitsbestimmung gegeben. Einige zu niedrige Werte sind auf Gasbildung oder Risse im Sediment zurückzuführen, während einige zu hohe Werte auf einen erhöhten Kontakt zwischen den einzelnen Sedimentpartikeln hinweisen. Trotz dieser vereinzelt Abweichungen beträgt die Standardabweichung aller Werte nur 2.85% . Der mittlere Fehler beträgt 0.21 % .

Wegen dieser geringen Abweichung der P-Wellengeschwindigkeit des Sediments von der für Suspensionen berechneten P-Wellengeschwindigkeit (Wood, 1949) kann festgestellt werden, daß sich das Sediment aus den Kattegatkernen bezüglich seiner elastischen Eigenschaften annähernd wie eine Suspension verhält. Neben einem sehr niedrigen Schermodul (vgl. Kap. 7.3.2.) ist auch der Kompressionsmodul der Matrix k_z (Gl. 3.7) vernachlässigbar gering.

In der Abbildung 8.4 sind die P-Wellengeschwindigkeit und die Dichte und in der Abbildung 8.5 die S-Wellengeschwindigkeit und die Scherfestigkeit der Kattegatkerne über die Teufe aufgetragen. Wie zu erkennen ist, läßt sich nur eine geringe Geschwindigkeitserhöhung der P-Wellengeschwindigkeit mit der Teufe feststellen. Im Gegensatz dazu zeigen die Scherwellengeschwindigkeit, die Scherfestigkeit und die Dichte eine deutliche Zunahme. Kern 14958-2 ist bezüglich der Dichtewerte eine Ausnahme. Bedingt durch einen höheren Sandanteil weist hier das Sediment eine niedrigere Porosität um ca. 60 % auf, während bei den übrigen Kattegatkernen die Porosität

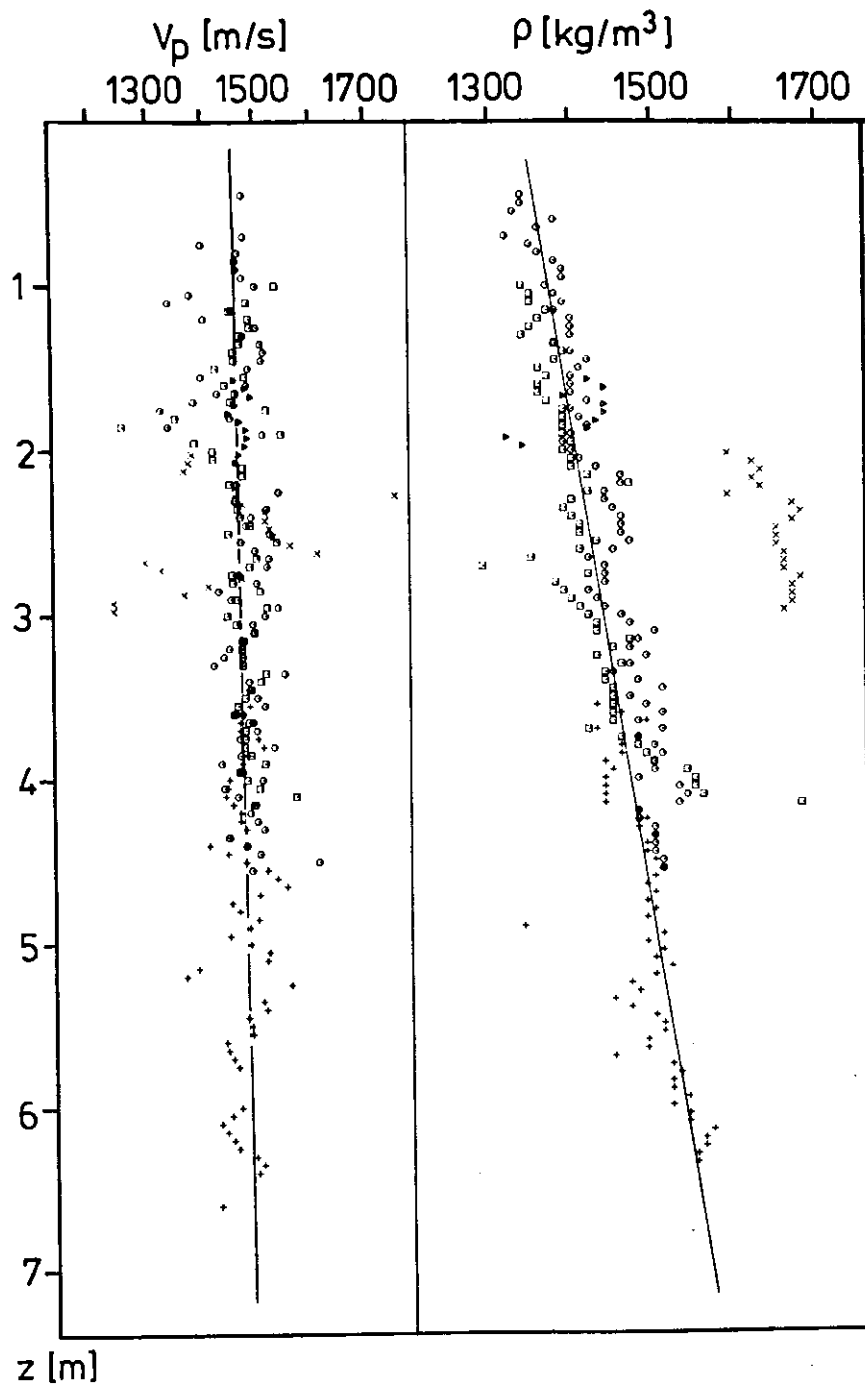


Abb. 8.4: P-Wellengeschwindigkeit und Dichte der Kattegatkerne als Funktion der Tiefe mit Regressionsgeraden. Symbole: vgl. Abb. 7.3

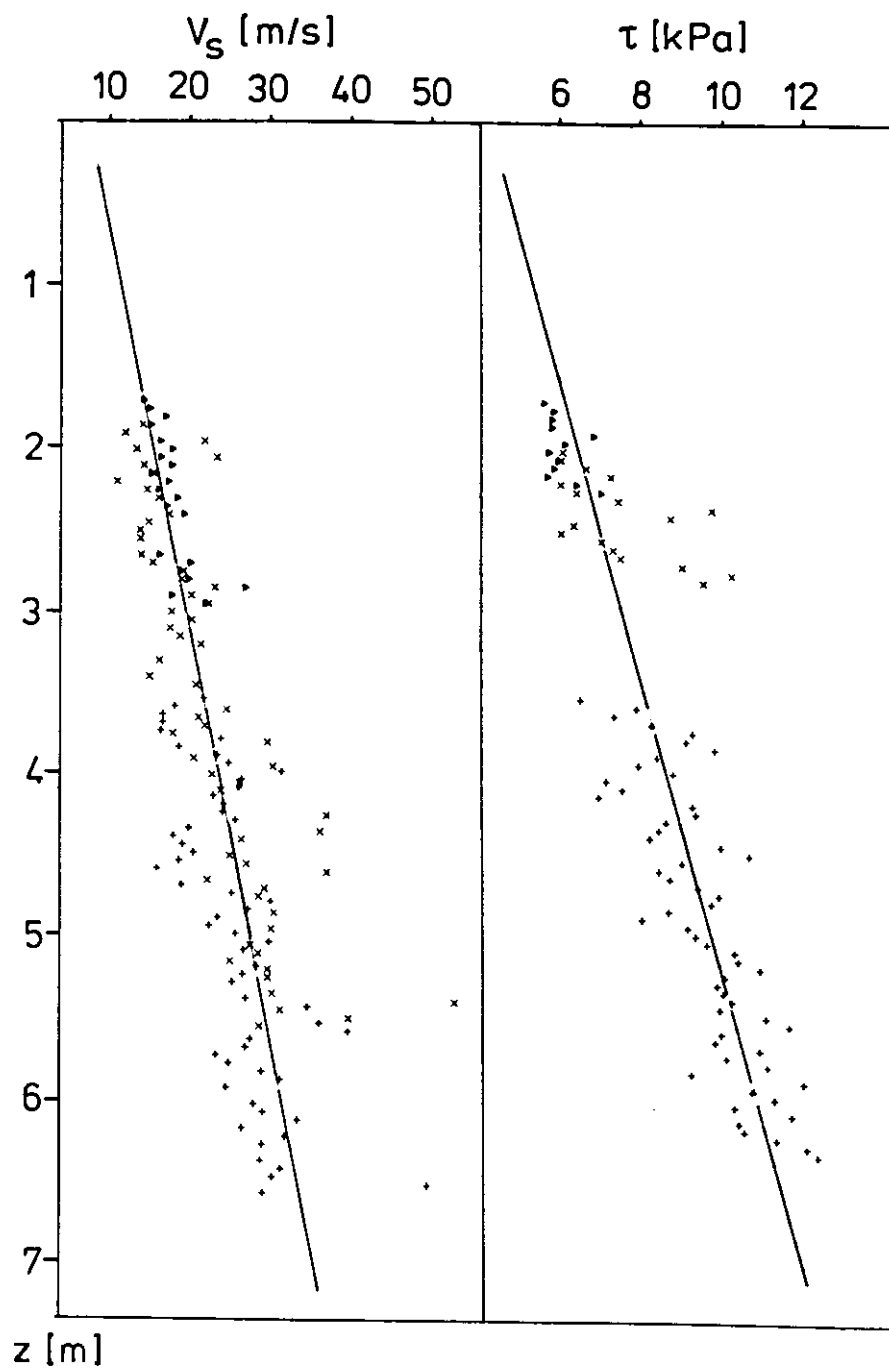


Abb. 8.5: S-Wellengeschwindigkeit und Scherfestigkeit der Kattegatkerne als Funktion der Tiefe mit Regressionsgeraden. Symbole: vgl. Abb. 7.3

meist zwischen 65% und 75% liegt. Vom Kern 14958-2 liegen wegen des Gasgehaltes keine verwertbaren P-Wellengeschwindigkeiten vor, so daß der Einfluß des Sandgehaltes bzw. der Porosität auf die P-Wellengeschwindigkeit hier nicht untersucht werden kann. Auf die Scherwellengeschwindigkeit hat der erhöhte Sandgehalt dieses Kernes offenbar keinen nennenswerten Einfluß: die Werte sind mit denen der beiden anderen Kerne aus dem Kattegat vergleichbar.

Bei der Berechnung der Regressionsgeraden Dichte/-Teufe wurden die Dichtewerte des Kernes 14958-2 nicht berücksichtigt.

Die Gleichungen der Regressionsgeraden (Abb. 8.4, 8.5) und die errechneten Korrelationskoeffizienten R lauten:

$$v_p = 1452 + 4.1z \quad R = 0.1$$

$$v_s = 7.46 + 4.0z \quad R = 0.76$$

$$\tau = 4.11 + 1.1z \quad R = 0.88$$

$$g = 1342 + 33z \quad R = 0.82$$

mit: τ = Scherfestigkeit: alle Größen in SI-Einheiten: v_p, v_s in m/s ; z in m ; τ in kPa.

In Abb. 8.6 sind die Scherwellengeschwindigkeit, die Scherwellenimpedanz und der Schermodul über die Scherfestigkeit aufgetragen. Es ist für alle drei Größen eine zufriedenstellende lineare Korrelation festzustellen. Die drei Regressionsgleichungen und die dazugehörigen Korrelationskoeffizienten R lauten:

$$v_s = 0.88 + 2.5 \tau \quad R = 0.73$$

$$v_s g = (-0.29 + 3.9 \tau) 10^3 \quad R = 0.74$$

$$\mu = (-0.73 + 0.18 \tau) 10^6 \quad R = 0.68$$

v_s in m/s ; $v_s g$ in kg/(m²s) ; μ in N/m² ; τ in kPa

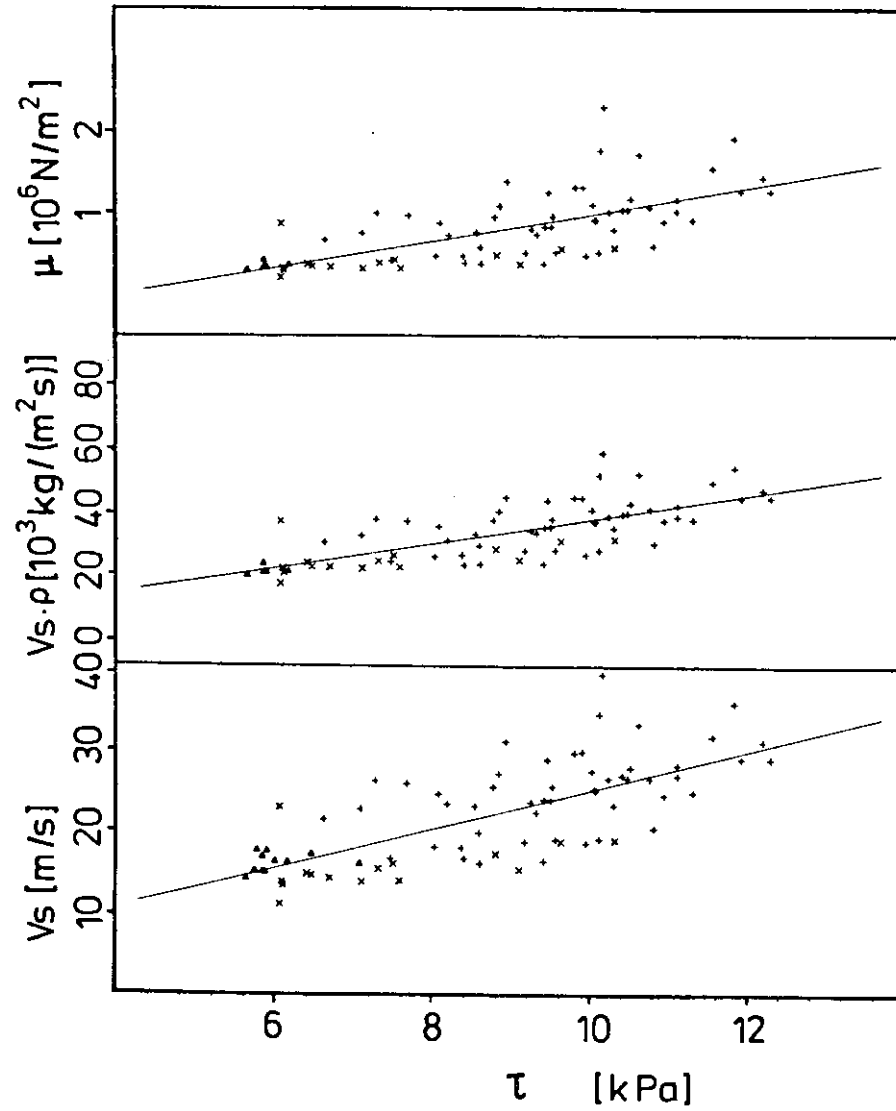
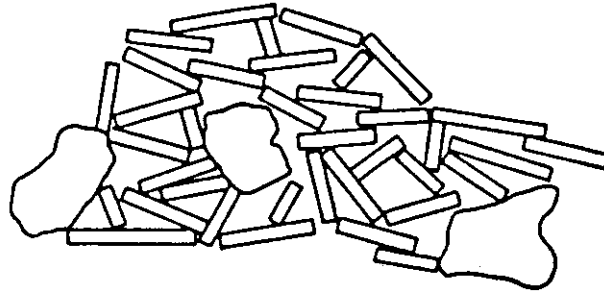


Abb. 8.6: Scherwellengeschwindigkeit, Scherwellenimpedanz und Schermodul gegen Scherfestigkeit der Kerne 14956-2, 14957-3, 14958-2 mit Regressionsgeraden. Symbole: vgl. Abb. 7.3

9. Einfluß der Kompaktion auf die elastischen Parameter

Die Kerne aus dem Kattegat weisen aufgrund von Bioturbation eine sehr homogene Zusammensetzung auf. Dies wird auch durch den ruhigen Verlauf der P-Wellengeschwindigkeit und vorausgegangener Untersuchungen von Schirmer et al. (1979) bestätigt. Auch die Korngrößenverteilung unterliegt in den einzelnen Kernen nur relativ geringen Schwankungen. Lediglich der Kern 14958-2 stellt mit einem erhöhten Anteil von Korngrößen über 63 Mikrometer (ca. 40-50 Gewichtsprozent) eine Ausnahme dar. Trotz dieser Abweichung und dem Vorkommen von Gas im Porenraum bei den Kernen 14956-2 und 14958-2 sind im Verlauf der Scherfestigkeit und der Scherwellengeschwindigkeit keine signifikanten Unterschiede zwischen den einzelnen Kernen zu erkennen. Offensichtlich hängen diese Werte hauptsächlich von der Teufe und der damit verbundenen Sedimentauflast zusammen. Diese Abhängigkeit läßt sich mit der zunehmenden Kompaktion des Sediments erklären. Obwohl das Sediment aus den Kattegatkernen von der Korngrößenverteilung her (Hauptbestandteil Silt) eher als toniger Silt und nicht als siltiger Ton bezeichnet werden muß, weist die sehr hohe Porosität auf vergleichbare Verhältnisse zu tonigen marinen Sedimenten hin. Außerdem ist die Grenze von 2 Mikrometern bei der Unterscheidung zwischen Silt- bzw. Tonpartikeln eher willkürlich aus technischen Gründen festgelegt. Größere Tonpartikel können so leicht als Silt gezählt werden, bzw. können Siltpartikel sich ähnlich wie Tonpartikel verhalten.

Nach Rosenquist (1960) werden die Bindekräfte in tonigen marinen Sedimenten durch Kontakte zwischen Ecken und Flächen der Sedimentpartikel hergestellt. Die daraus resultierende Anordnung der Tonminerale



Undisturbed salt water deposit

Abb. 9.1: Kartenhausstruktur eines tonigen marinen Sedimentes (aus Rosenquist, 1960).

wird allgemein als Kartenhausstruktur (vgl. Abb. 9.1) bezeichnet. Die einzelnen Tonpartikel sind wegen ihrer hohen Kappilarität mit einem dünnen Film von Wassermolekülen umgeben (Rosenquist, 1960). An den Kontaktstellen wird die Verbindung hauptsächlich durch Adhäsionskräfte hergestellt. Die Bindekraft hängt vom Abstand der sich 'berührenden' Tonpartikel ab. Wie in Abb. 9.1 deutlich wird, tragen die größeren Sedimentpartikel kaum zur Festigkeit bei, solange sie sich nicht gegenseitig berühren.

Wird ein toniges marines Sediment durch Sedimentauflast kompaktiert, so verringert sich der Abstand der Tonpartikel an den Kontaktstellen, wodurch die Festigkeit steigt. Außerdem erhöht sich mit abnehmender Porosität die Anzahl der Kontaktstellen pro Volumeneinheit. Diese beiden Effekte können die Erhöhung der Scherwellengeschwindigkeit und der Scherfestigkeit mit der Teufe im Groben erklären. Daß somit beide Größen hauptsächlich von den gleichen Sedimentparametern abhängen, wird besonders durch deren relativ gute Korrelation (vgl. Kap 8.2.) belegt.

Zur Verdeutlichung der hohen Übereinstimmung im Verlauf der Scherwellengeschwindigkeit und der Scherfestigkeit sind in Abb. 9.2 noch einmal diese Parameter des Kernes 14957-3 aus dem Kattegat dargestellt.

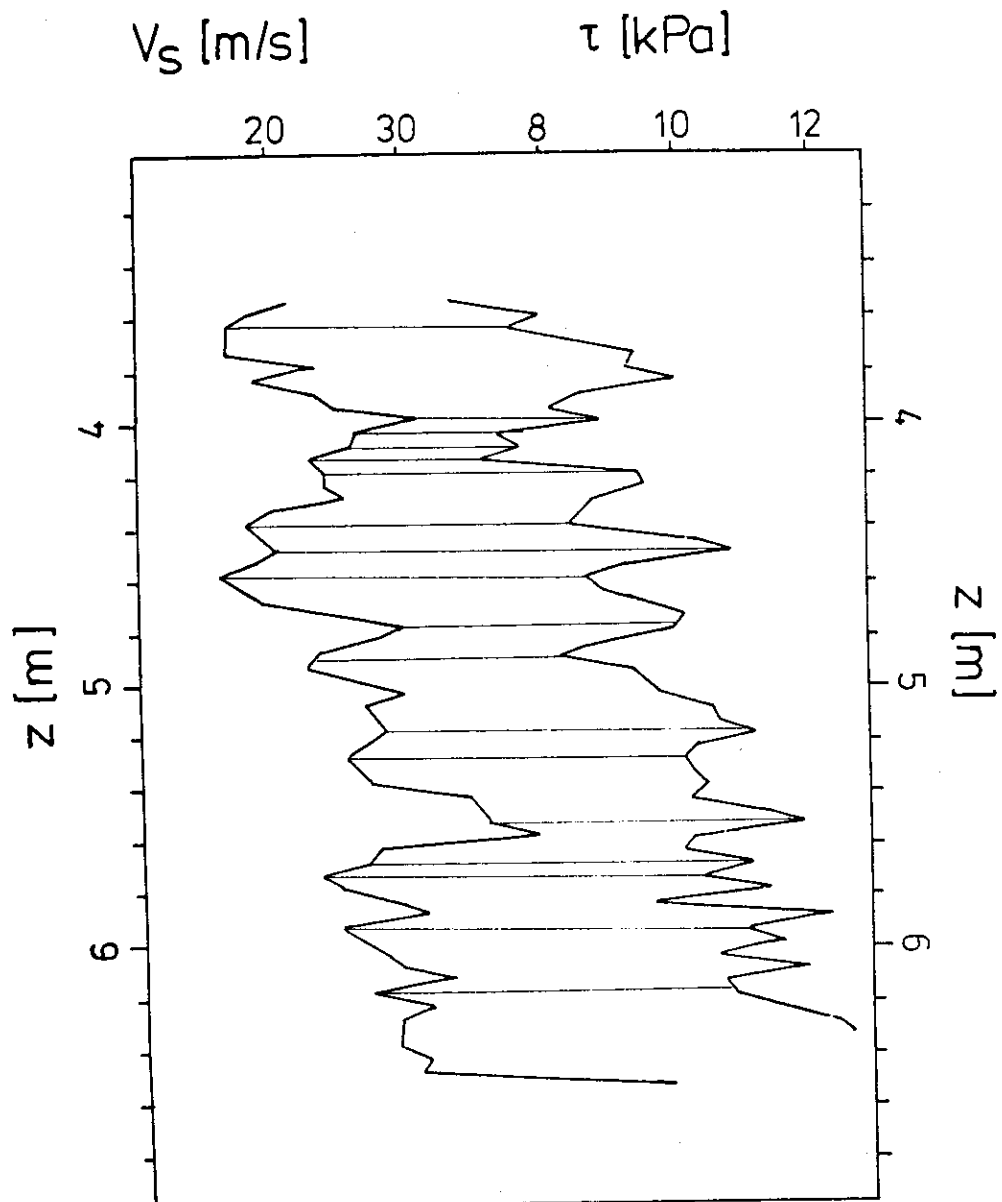


Abb. 9.2: Scherwellengeschwindigkeit und Scherfestigkeit des Kernes 14957-3 aus dem Kattegat.

Einzelne lokale Maxima bzw. Minima (Peaks), deren Lage in beiden Kurven übereinstimmen, sind miteinander verbunden.

Bis auf wenige Ausnahmen ist in Abb. 9.2 eine Übereinstimmung in den Peaks festzustellen. Ursprünglich konnte vermutet werden, daß die 'Rauigkeit' der Meßkurven von Scherfestigkeit und Scherwellengeschwindigkeit evtl. auf eine geringe Genauigkeit der Messungen zurückzuführen sei. Diese Annahme kann durch die Abbildung 9.2 widerlegt werden da die beiden Meßmethoden vollkommen unabhängig voneinander sind. Einzelne nicht übereinstimmende Meßkurvenabschnitte können durch die Unterschiede in der Länge der Meßintervalle erklärt werden. Während die Bestimmung der Scherwellengeschwindigkeit in Meßintervallen von 5 cm erfolgte, haben die Scherfestigkeitswerte eher punktuellen Charakter. Die Meßsonden (Drehflügel) zur Messung der Scherfestigkeit haben einen Durchmesser von 1 bis 2 cm, wodurch kleinräumige Inhomogenitäten leicht zu Meßwerten führen, die nicht für ein längeres Intervall gültig sind.

Ein weiteres Beispiel für die Zusammenhänge zwischen Scherwellengeschwindigkeit und Scherfestigkeit ist in Abb. 9.3 wiedergegeben. Die Messungen wurden an einem Kastenlotkern (GIK-23347-2) aus der Grönländischen See durchgeführt, das dort während der Meteor-Expedition 7/5 im September 1988 gezogen wurde. Die geographischen Koordinaten der Kernstation lauten: $70^{\circ} 26.3' \text{ N}$, $16^{\circ} 04.8' \text{ W}$; die Wassertiefe beträgt 1230 Meter.

Die Scherwellengeschwindigkeit wurde an diesem Beispiel nicht mit dem Kreuzkorrelationsverfahren, sondern durch Anriß der Ersteinsätze und Bestimmen der Steigung der Laufzeitkurve (vgl. Kap. 6.) bestimmt. Die Länge der einzelnen Geschwindigkeitsintervalle beträgt meist 10-20 cm.

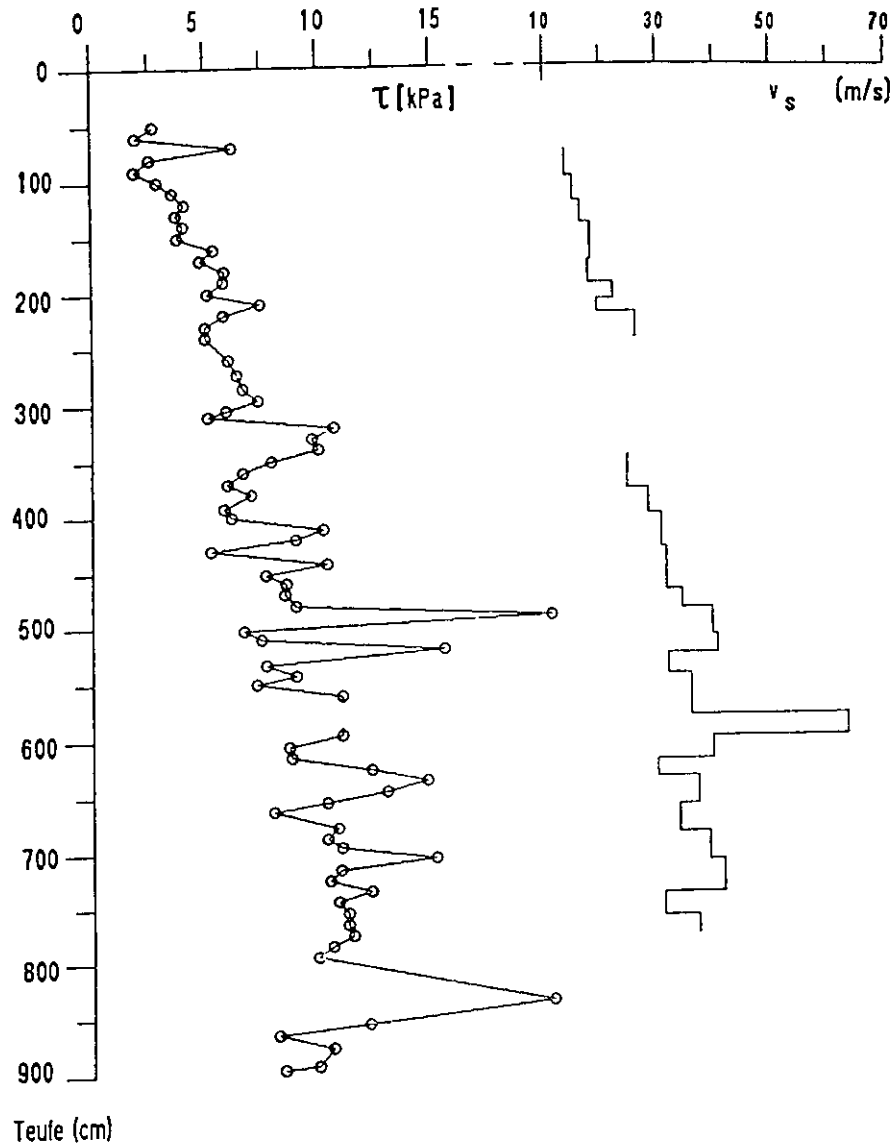


Abb. 9.2: Scherfestigkeit und Scherwellengeschwindigkeit des Kernes 23347-2 aus der Grönländischen See.

Auch an diesem Kern ist eine deutliche Erhöhung der Scherwellengeschwindigkeit und der Scherfestigkeit mit der Teufe zu erkennen.

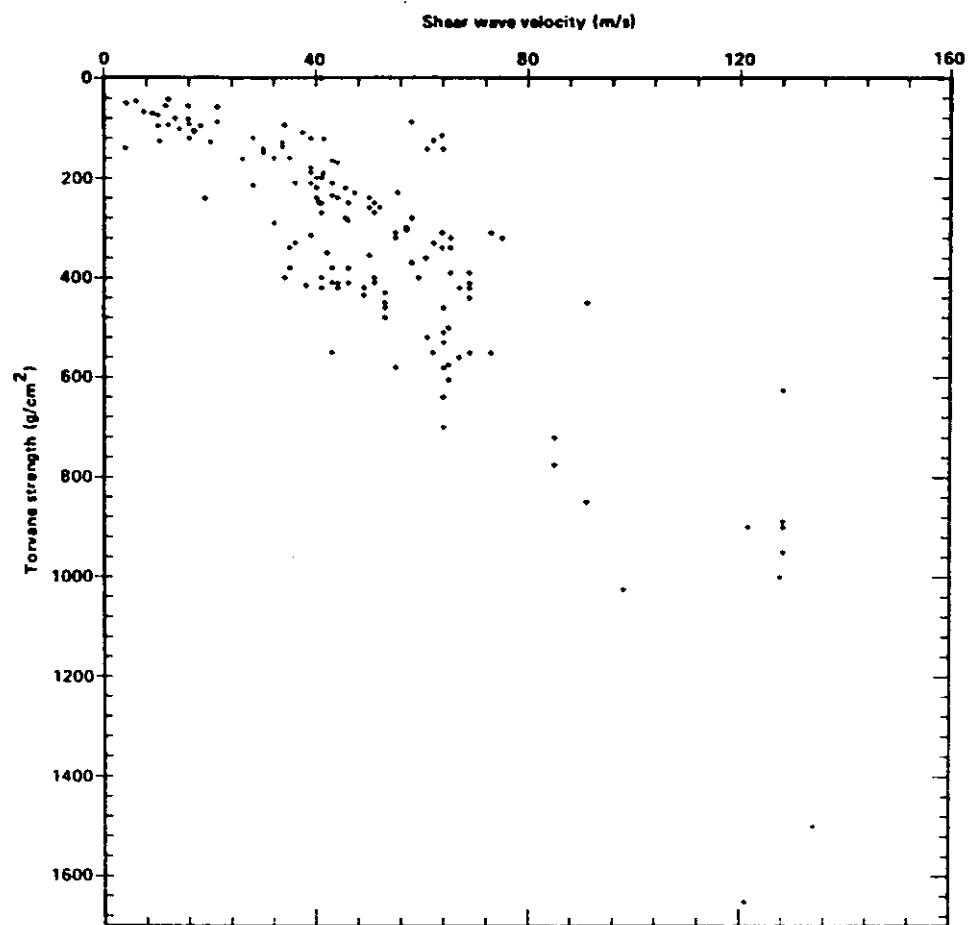
Vereinzelte 'Ausreißer' korrelieren mit lithologisch unterschiedlichen Sedimenten in einigen Schichten.

So sind die beiden engräumigen Maxima in der Scherfestigkeitskurve bei 4.90 m und bei 5.20 m Teufe auf diagenetische Verfestigungen bzw. einen hohen Anteil von millimetergroßen Sandkörnern (mm-sized dropstones) zurückzuführen (vgl. Kernbeschreibung, Fahrtbericht Meteor 7, 1988). Im Bereich der beiden Scherfestigkeitspeaks ist auch eine Erhöhung der Scherwellengeschwindigkeit festzustellen. Da allerdings die Meßintervalle wesentlich länger als die Mächtigkeit der entsprechenden Lagen sind, ergibt sich für die Scherwellengeschwindigkeit ein gemittelter Wert, der sicherlich weitaus geringer ist als die wahre Geschwindigkeit in diesen Lagen.

Anders verhält es sich bei dem Maximum in der Scherwellengeschwindigkeit bei 5.80-5.95 m Teufe, das der erhöhten Festigkeit einer 17 cm mächtigen Aschenlage zuzuordnen ist. In diesem Fall umfaßt das Meßintervall ausschließlich den Bereich dieser Aschenlage, wodurch die gemessene Geschwindigkeit von 63 m/s auch tatsächlich der Geschwindigkeit in dieser Lage entspricht. Aus technischen Gründen konnten an dieser Schicht keine Scherfestigkeitsmessungen durchgeführt werden. Wiederum aus technischen Gründen (Beschädigung der Sedimentstruktur) konnten jenseits von 7.80 m Teufe keine Scherwellenmessungen durchgeführt werden, wodurch ein Vergleich mit der hohen, durch frühdiagenetische Verfestigung verursachte, Scherfestigkeit bei 8.30 m Teufe nicht möglich ist.

Die vorgestellten Ergebnisse sind an Sedimenten mit einer maximalen Teufe von nur 9 Metern gewonnen worden. Messungen der Scherwellengeschwindigkeit und der Scherfestigkeit an Sedimenten aus größeren Tiefen liegen von DSDP-Bohrungen des Legs 86 aus dem Nordwest-Pazifik vor (Schultheiss, 1985). Die Bohrproben,

an denen die Messungen vorgenommen wurden, stammen aus einer maximalen Teufe von 180 Metern. Auch bei diesen Untersuchungen ist eine systematische Erhöhung der Scherwellengeschwindigkeit und der Scherfestigkeit mit der Teufe zu erkennen. In Abb. 9.4 sind die Werte der Scherwellengeschwindigkeit über die Scherfestigkeit aufgetragen. Obwohl relativ große Streuungen in den Daten erkennbar sind, ist eine prinzipielle Korrelation dieser beiden Größen zu erkennen. Die starken Streuungen können durch lithologische Variationen innerhalb der Sedimentsäule und durch Beschädigungen der Sedimentstruktur durch den Bohrvorgang verursacht sein.



Torvane strength versus shear wave velocity for Sites 576, 577, 578, and 579.

Abb. 9.3: Scherwellengeschwindigkeit gegen Scherfestigkeit vom DSDP-Leg 86 (aus Schultheiss, 1985).

10. Diskussion und Ausblick

Der Einsatz der entwickelten Meßapparatur hat gezeigt, daß die P- und S-Wellengeschwindigkeiten an Kastenlotkernen bestimmt werden können, ohne die anschließenden Untersuchungen am Kern nennenswert zu beeinträchtigen. Obwohl die Verwendung relativ niedriger Meßfrequenzen eine Verringerung der Absolutgenauigkeit bewirkt, konnten durch die Anwendung digitaler Meß- und Auswertetechnik genügend genaue Resultate erzielt werden. Mit Hilfe eines leistungsfähigen Computers der 'AT'-Klasse können bei zukünftigen Meßeinsätzen Stapelverfahren bei der Registrierung angewendet werden, wodurch eine zusätzliche Erhöhung der Genauigkeit durch eine Verbesserung der Signalqualität erreicht wird. Außerdem wird eine online-Geschwindigkeitsbestimmung zwischen einzelnen Registrierungen möglich, was generell die Eignung der Meßanlage zum standardmäßigen Einsatz an Kastenloten unterstreicht. Die prinzipiellen Unterschiede zu anderen Meßverfahren, besonders die Bestimmung der Wellengeschwindigkeiten längs zur Kernachse in beliebig langen Intervallen und die Verwendung seismischer Meßfrequenzen bieten bei der Erstellung synthetischer Seismogramme für die Auswertung höchstaflösender seismischer Daten entscheidende Vorteile. Fehlinterpretationen der Geschwindigkeiten durch Anisotropie oder Dispersion im hohen Frequenzbereich werden so vermieden.

Die ermittelten Wellengeschwindigkeiten entsprechen nicht ausnahmslos den nach der einschlägigen Literatur erwarteten Werten. Besonders die sehr niedrigen S-Wellengeschwindigkeiten - sowohl der Kattegat-Kerne als auch des Kernes aus der Grönlandischen See - weichen erheblich von den bisher angenommenen Werten ab (Hamilton, 1970, 1971b, 1976). Aber auch die

P-Wellengeschwindigkeit einzelner verfestigter Lagen in der Norwegisch-Grönländischen See entspricht nicht immer den aus Sandgehalt, Dichte und Porosität abschätzbaren Werten. Hier muß offensichtlich die Wirkung der diagenetischen Verfestigung auf den Kompressionsmodul der Sedimentmatrix Berücksichtigung finden. Bedeutende Hinweise auf solche zusätzlichen Einflüsse durch bisher nicht berücksichtigte diagenetische Verfestigungen können neben Messungen der Scherfestigkeit besonders durch die Bestimmung der Scherwellengeschwindigkeit bzw. des dynamischen Schermoduls erlangt werden. Hierbei kann die festgestellte Korrelation zwischen der Scherfestigkeit und der Scherwellengeschwindigkeit eine wichtige Rolle spielen. Diese Korrelation ist zwar bisher nur für unverfestigtes, relativ oberflächennahes Sediment nachgewiesen, jedoch zeigt das Beispiel aus der Grönländischen See, daß auch an verfestigten Lagen ein Zusammenhang dieser beiden Größen besteht. Ziel zukünftiger Untersuchungen sollte es daher sein, die Beziehungen zwischen Scherwellengeschwindigkeit und Scherfestigkeit dieser für die Stratigraphie und Paläoozeanographie wichtigen verfestigten Lagen festzustellen. Daß eine Korrelation dieser beiden Parameter auch für größere Tiefen besteht, ist anhand der Daten vom DSDP-Leg 86 (Schultheiss, 1985) festzustellen.

Umgekehrt ermöglicht die zusätzlich zur P-Wellengeschwindigkeit gemessene Scherwellengeschwindigkeit eine bessere Identifikation dieser für die Seismostratigraphie bedeutenden festen Lagen. Mit dem Einsatz von marinen Scherwellenmessungen kann so die Erkundungstiefe weit über die bisher erreichten Kernlängen der Kastenlote ausgeweitet werden. Für solche Untersuchungen kommen prinzipiell zwei Verfahren in Betracht:

1. : Abteufen einer Meßsonde zur in-situ Bestimmung der P- und S- Wellengeschwindigkeit, der Dichte und evtl. weiterer physikalischer Größen wie elektrische Leitfähigkeit oder Eigenpotential.
2. : Profilweises Vermessen vom Meeresboden aus mit höchstauflösender P- und S- Wellenseismik und Berechnung der Wellengeschwindigkeiten und Dichten der Reflektoren mit seismischen Auswerteverfahren.

Prinzipiell wäre natürlich der gleichzeitige Einsatz beider Methoden am sinnvollsten. So ergäbe sich eine ideale Kombination aus höchstmöglicher Auflösung (in situ Messungen) und flächenhafter Kartierung (Seismik).

Die Anregung bzw. Aufzeichnung der P- und S- Wellen am oder im Meeresboden kann auf die gleiche Weise erfolgen wie bei der Meßanlage für Kastenlotkerne. So sind auch in diesem Hinblick die gewonnenen Erfahrungen und Ergebnisse für zukünftige Vorhaben von Nutzen. Auch für die Untersuchung von 'Baugrund' am Meeresboden, z.B. zur Errichtung von marinen Forschungs- oder Bohrplattformen oder für den Einsatz von Maschinen am Meeresboden, sind die vorgestellten Methoden zur Bestimmung der P- und S-Wellengeschwindigkeit von Bedeutung.

Als kurzfristig erreichbares Ziel seien hier noch mögliche Verbesserungen der Durchschallungsanlage genannt.

1. : Erhöhung der Genauigkeit durch die Verwendung einer höheren Meßfrequenz. Um die Durchschallung des gesamten Kernes zu gewährleisten,

sollte hier die Obergrenze bei 100-200 kHz liegen.

2. : Erhöhung der Auflösung durch dichtest mögliche Probennahme zur Bestimmung der Dichte bzw. Porosität, der Korngrößenverteilung und der Scherfestigkeit. Wird durch diese sedimentphysikalischen Parameter innerhalb eines Geschwindigkeitsintervalles eine Schichtgrenze festgestellt, so ist es möglich, bei exakt bekannter Lage dieser Grenze die Einzelgeschwindigkeiten der beiden Sedimente zu bestimmen. Dies ist allerdings nur möglich, wenn die Geschwindigkeit einer dieser Schichten aus einem benachbarten Meßintervall bekannt ist.

3. : In die Mechanik der Meßanlage (Schiene, Schlitten) könnten weitere Geräte integriert werden. So könnte insbesondere bei der Scherfestigkeitsmessung und evtl. der Probennahme eine wesentliche Erhöhung der Arbeitsgeschwindigkeit erreicht werden. Die Meßelektronik der Scherfestigkeitsmessungen könnte außerdem durch die digitale Meßelektronik der Durchschallungsanlage ersetzt werden. Aus dem Anstieg der Meßkurve kann dann im on-line Betrieb zusätzlich der statische Schermodul bestimmt werden.

Mit den genannten Verbesserungen können sowohl der Meßfortschritt als auch die Auflösung und Genauigkeit der Ergebnisse noch deutlich erhöht werden.

11. Literaturverzeichnis

- Anderson, R.S., 1969
Determination of sediment properties from first shear-mode rayleigh waves recorded on the ocean bottom.
J. Geophys. Res., Vol. 74, No. 10, pp 2747-2757
- Biot, M.A., 1956
Theorie of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low frequency range: II. Higher frequency range:
J. Acoust. Soc. Am., Vol. 28, pp 168-191
- Boyce, R.E., 1971
Appendix I: Physical properties methods. In Edgar, N.T.; Saunders, J.B.; et al., Init. Repts. DSDP, 15: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1115-1128.
- Brandt, D., 1984
Durchschallung verschiedener Quarzsandfraktionen im Ultraschallbereich bei variablen Drücken und Porensättigungen.
Diplomarbeit (unveröff.), Inst. f. Geophys., Univ. Kiel.
- Dietrich, G.; Kalle, K.; Krauss, W.; Siedler, G., 1975
Allgemeine Meereskunde.
Gebr. Bornträger, Berlin - Stuttgart.
- Domenico, S.N., 1977
Elastic properties of unconsolidated porous sand reservoirs.
Geophysics, Vol. 42, No. 7, pp 1339-1368
- Gassmann, F., 1951
Über die Elastizität poröser Medien.
Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, Jahrgang 96, Heft 1, pp 1-23
- Gehrmann, T., 1985
Scherwellenprofile im Flachwasserbereich- Anregung und Erkennung von Scherwellen am Meeresboden.
Diplomarbeit (unveröff.), Inst. f. Geophys., Univ. Kiel

- Gimpel, P., 1987
Marine flachseismische Untersuchungen in der Kieler Bucht unter besonderer Berücksichtigung von Scherwellenmessungen.
Dissertation, Univ. Kiel
- Hamilton, E.L., 1970
Velocities of compressional and shear waves in marine sediments determined in situ from a research submersible.
J. Geophys. Res., Vol. 75, pp 4039-4049
- Hamilton, E.L., 1971a
Elastic properties of marine sediments.
J. Geophys. Res., Vol. 76, pp 579-604
- Hamilton, E.L., 1971b
Prediction of in situ acoustic and elastic properties of marine sediments.
Geophysics, Vol. 36, No. 2, pp 266-284
- Hamilton, E.L., 1976
Shear-wave velocity versus depth in marine sediments: A review.
Geophysics, Vol. 41, No. 3, pp 985-996
- Henrich, R., 1988
Sedimentologisch-fazielle Untersuchungen an glazial/interglazialen und präglazialen Ablagerungen des Europäischen Nordmeeres.
Sonderforschungsbereich 313, Univers. Kiel
- Holler, P., 1985
Geotechnical properties of antarctic deep sea sediments.
'Meteor' Forsch.-Ergebnisse, Reihe C, 39, pp 23-36
- Horn, D.R.; Horn, B.M.; Delach, M.N., 1968
Correlation between acoustical and other physical properties of deep-sea cores.
J. of Geophys. Res., Vol. 73, No. 6, pp 1939-1957
- Johnson, H. M., 1962
A history of well logging.
Geophysics, Vol. 27, pp 507-527
- Kähler, S.; Meissner, R., 1983
Radiation and receiver pattern of shear and compressional waves as a function of poisson's ratio.
Geophysical Prospecting 31, pp 421-435

- Kassens, H.; Sarnthein, M., in press
A link between paleoceanography, early diagenetic cementation, and shear strength maxima in late quaternary deep-sea sediments?
Paleoceanography
- Kassens, H., 1987
Geotechnical and elektron microscope evidence of early cementation in Atlantic deep sea sediments: A new record of Paleoceanographic events.
Presented at the joint meeting EUG/EGS in Strasbourg (april 1987).
- Koch, J., 1973
Piezoxide-Wandler - Grundlagen, Anwendungen und Schaltungen.
Valvo GmbH, Hamburg
- Kögler, F.C., 1963
Das Kastenlot.
Meyiana, Vol.13, pp 1-7
- Lüdeling, R., 1976
In-Situ Untersuchungen des Baugrundes nach einem seismischen Laufzeitverfahren zur Bestimmung eines dynamischen Schermoduls für die Berechnung der Erdbebensicherheit von Kernkraftwerken.
Dissertation, Univ. Kiel.
- Matthews, J.E., 1982
Shear wave velocity measurements in marine sediments.
Geo-Marine Letters Vol 2, pp 215-217
- Mc Cann, D.M.; Dewes, F.C.D., 1971
Acoustic reflectors in surface layers of deep sea sediments.
Marine Geophys. Res., Vol 1, pp 362-380
- Meissner, R.; Stümpel, H.; Theilen, F., 1985
Shear wave studies in shallow sediments.
In: Dohr, G.; Edelmann, H., 1985
Seismic shear waves, Geophysical Press, Amsterdam
- Meyer, J., 1985
Geophysikalische Messungen im Flachmoorbereich unter besonderer Berücksichtigung horizontal polarisierter Scherwellen.
Diplomarbeit (unveröff.), Institut f. Geophysik, Univ. Kiel

- Mienert, J., 1986
 Akustostratigraphie im äquatorialen Ostantlantik:
 Zur Entwicklung der Tiefenwasserzirkulation der
 letzten 3,5 Millionen Jahre.
 'Meteor'Forsch.-Ergebnisse, Reihe C, 40, pp 19-86
- Milholland, P.; Manghnani, M.H.; Schlanger, S.O.;
 Sutton, G.H., 1980
 Geoacoustic modeling of deep-sea carbonate sedi-
 ments.
 J. Acoust. Soc. Am., Vol. 68, No. 5, pp 1351-1360
- Muckelmann, R., 1985
 Theoretische und experimentelle Untersuchungen
 von P- und S-Wellen in Sanden unter besonderer
 Berücksichtigung Ihrer Dämpfungseigenschaften.
 Dissertation, Univ. Kiel
- Nafe, J.E.; C.L. Drake, 1957
 Variation with depth in shallow and deep water
 marine sediments of porosity, density and the
 velocities of compressional and shear waves.
 Geophysics, Vol. 22, No. 3, pp 523-552
- Neben, S., 1988
 Durchschallung von Kastenloten - Entwicklung der
 Apparatur und erste Meßergebnisse.
 Diplomarbeit (unveröff.), Institut f. Geophys.,
 Univ. Kiel
- Nobes, D. C.; Villinger, H.; Davis, E. E.; Law, L.K.,
 1986
 Estimation of marine sediment bulk physical
 properties at depth from seafloor geophysical
 measurements.
 Journal of Geophysical Research, Vol. 91, No.
 B14, pp 14033-14043
- Paul, M.A.; Jobson, L.M., 1987
 On the acoustic and geotechnical properties of
 soft sediments from the witch ground basin,
 central North-Sea.
 Report British Geolog. Survey, Edinburgh
- Prasad, M., 1988
 Experimental and theoretical considerations of
 attenuation and velocity interactions with physi-
 cal parameters in sands.
 Dissertation, Univ. Kiel

- Rosenquist, I. Th., 1960
Physico-chemical properties of soil: soil water systems.
Norges Geotekniske Institutt, Publikasjon Nr.37, Oslo, Norway.
- Schirmer, F.; Schmalfeldt, B.; Siebert, J., 1979
Schallgeschwindigkeit und Impedanz des oberen Meeresbodens in Gebieten der Nordsee, des Skagerraks, des Kattegats und der Ostsee.
Dt. hydrogr. Z., Vol. 32, No. 6, pp 279-288
- Schultheiss, P.J., 1985
Physical and geotechnical properties of sediments from the Northwest Pacific:
in Heath, G.R.; Burckle, L.H.; et al., Init. Repts. DSDP, 86: Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Sheriff, R. E., 1984
Encyclopedic dictionary of exploration geophysics.
2nd ed., Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Okla.
- Shirley, D.J.; L.D. Hampton, 1978
Shear-wave measurements in laboratory sediments.
J. Acoust. Soc. Am., Vol 63, No. 2, pp 607-613
- Shirley, D.J., 1978
An improved shear wave transducer.
J. Acoust. Soc. Am., Vol 63, No. 5, pp 1643-1645
- Shumway, G., 1958
Sound velocity vs. temperature in water-saturated sediments
Geophysics, Vol. XXIII, No.3, pp 494-505
- Snyder, D.D.; Fleming, D.B., 1985
Well logging - A 25-year perspective.
Geophysics, Vol. 50, No. 12, pp 2504-2529
- Sonderforschungsbereich 313, 1987
Berichtsband '85-86-87: Univ. Kiel
- Steentoft, H., 1988
Entwicklung eines Drei-Komponenten-Aufnehmer-systems für profilmäßige Scherwellenuntersuchungen auf See.
Diplomarbeit (unveröff.), Inst. f. Geophys., Univ. Kiel

- Stümpel, H.; Kähler, S.; Meissner, R., 1984
The Use of seismic shear waves and compressional waves for lithological problems of shallow sediments.
Geophysical Prospecting 32, pp 662-675
- Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E., 1976
Applied Geophysics.
Cambridge University Press, Cambridge
- Tucholke, B.E., 1980
Acoustic environment of the Hatteras and Nares Abyssal Plains, western North Atlantic Ocean, determined from velocities and physical properties of sediment cores.
J. Acoust. Soc. Am., Vol. 68, No. 5, pp 1376-1390
- Urick, R.J., 1947
A Sound velocity method for determining the compressibility of finely divided substances.
J. Appl. Phys., Vol 18, No. 11, pp 983-987
- Willies, M.E.; Toksöz, M.N., 1983
Automatic p- and s- velocity determination from full waveform digital acoustic logs.
Geophysics, Vol 48, No. 12, pp 1631-1644
- Wood, A.B., 1949
A textbook of sound.
G. Bell and Sons, London
- Wyllie, M.R.J.; Gregory, A.R.; Gardener, G.H., 1958
An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media.
Geophysics, Vol. 23, pp 459-493

12. Danksagung

Für die vielfältige Unterstützung und Hilfe, die ich erhalten habe, möchte ich mich bedanken bei:

- Herrn Prof. Dr. R. Meissner und Herrn Dr. F. Theilen für die Themenstellung und Betreuung der Arbeit und für die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes am Institut für Geophysik.
- Herrn Dr. F. C. Kögler und Frau Dipl. Geol. H. Kassens für die gute Zusammenarbeit und die Überlassung der sedimentphysikalischen Meßergebnisse.
- den Herren R. Becker, G. Dombrowski und W. Grahl für die Herstellung vieler Bestandteile der Anlage.
- Herrn Dipl. Geophys. S. Neben für die Unterstützung und Zusammenarbeit beim Bau der Anlage und bei der Auswertung der Daten.
- Herrn Dipl. Ing. K. Ruschmeyer von der Fa. Valvo, Hamburg, für die Beratung und Überlassung von piezokeramischen Bauteilen.
- der Firma Dr. Fahrenholtz, Kiel, für die Beratung und die Bereitstellung des Ultraschallsenders.
- der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Förderung.
- den Mitgliedern der Arbeitsgruppe Marine Geophysik und den Mitarbeitern im Kernlabor für die Hilfsbereitschaft bei allen auftretenden Fragen.

